

Mitteilungen zur Karbonflora der Schweiz, I

Von **W. J. Jongmans**, Heerlen (Niederlande)

Mit 1 Textfigur und 2 Tafeln (IV und V)

W. J. JONGMANS hatte die Freundlichkeit, die ihm zugängliche Karbonflora der Schweizer Alpen neu zu bestimmen und die darüber vorhandene Literatur kritisch zu überprüfen. Es handelt sich um:

Fundstelle:	Material aus den Sammlungen:
Bifertengrätli (Aar-Massiv)	B. G. ESCHER, Geol. Inst. Eidg. Techn. Hochschule (ETH). FR. WEBER, idem. E. BLOESCH, idem. W. J. JONGMANS und R. U. WINTERHALTER, Geol. Bureau, Heerlen. W. J. JONGMANS und R. U. WINTERHALTER, Geol. Bureau, Heerlen. W. J. JONGMANS, Geol. Bureau, Heerlen.
Manno (Südalpen) Les Marécottes (Massif des Arpilles)	
Glarner Freiberge (Verrucano-Decke)	CHR. AMSTUTZ, Min. Inst. ETH.
Val Rusein (Aar-Massiv)	H. P. EUGSTER, Min. Inst. ETH.

Nach Abschluss der vorliegenden Arbeit erfuhr er, dass die verloren geglaubte Sammlung COQUOZ in Les Marécottes noch vorhanden ist und dass überdies in den Sammlungen von Zürich, Basel, Lausanne, Bern, Fribourg und Genf Material aus dem schweizerischen Karbon zur Durchsicht und Bearbeitung zur Verfügung steht.

Da bei Material von alpinen Fundstellen infolge Mangels an Merkmalen und Einzelheiten vieles kaum oder gar nicht bestimmt werden kann, ist es zweckmässig, das Material zuerst einer vorläufigen Prüfung zu unterwerfen und diejenigen Stücke auszuwählen, welche sich zur eingehenden Bearbeitung eignen. Die vorläufige wie die endgültige Untersuchung nehmen ziemlich viel Zeit in Anspruch. Deshalb schien es angebracht, die bereits vorhandenen Daten in dieser ersten Arbeit zu veröffentlichen, und die neuen Untersuchungen in einer weiteren Mitteilung folgen zu lassen.

Auf Wunsch des Verfassers und der Redaktionskommission der „Eclogae“ hat R. U. WINTERHALTER für jeden Fundort die wichtigste Literatur zusammengestellt, um dadurch das Studium der geologischen Verhältnisse zu erleichtern. In einigen Fällen werden die neuesten geologischen Ergebnisse auch auszugsweise mitgeteilt. Die redaktionelle Bereinigung von Text und Tafeln besorgte R. U. WINTERHALTER.

1. Karbon vom Bifertengrätli (Tödi, Kt. Glarus)

ROTHPLETZ, A. (1880): *Die Steinkohlenformation und deren Flora an der Ostseite des Tödi*. Abh. schweiz. pal. Ges. 6, Nr. 40, S. 1—28, 2 Tf.

FRECH, F. (1897—1902): *Lethaea goognostica*, 1. Teil, Bd. 2.

- ESCHER, B. G. (1911): *Über die prätriasische Faltung in den Westalpen mit besonderer Untersuchung des Carbons an der Nordseite des Tödi. Anhang über das Scheidnössli und das Carbon von Manno bei Lugano.* Diss. Zürich.
- POTONIÉ, R. (1926): *Zur Kohlenpetrographie und Kohlenentstehung.* Z. dtsch. geol. Ges., Abh. 78.
- HUEGLI, TH. (1941): *Zur Petrographie des östlichen Aar-Massivs (Bifertengletscher, Limmernboden, Vättis) und des Kristallins von Tamins.* Diss. Bern 1941, Schweiz. min.-petr. Mitt. 21.
- CORSIN, P. (1946): *Sur l'âge de la flore carbonifère du massif du Tödi (Suisse).* C. r. somm. séances Soc. géol. France, Nr. 14.
- WIDMER, H. (1949): *Zur Geologie der Tödigruppe.* Diss. Zürich.

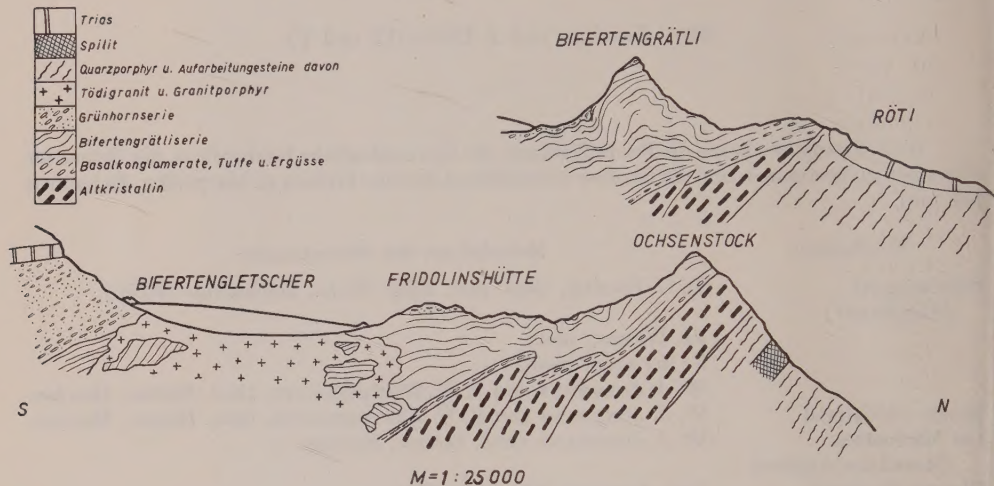


Fig. 1. Profil durch die vortriasischen Gesteine im Erosionsloch am Bifertengletscher. Abdruck aus HANS WIDMER: *Zur Geologie der Tödigruppe*, Diss. Zürich, 1949, mit Genehmigung des Autors.

Das Karbon des Bifertengrätli besteht aus einer etwa 150 m mächtigen Folge von kohlenführenden Psephiten, Psammiten und Peliten. Es lässt sich vom Bifertengrätli auf der NE-Seite des Tödi nach Osten bis unter die Felswände des Hinteren Selbsanft und der Scheibe verfolgen; nach Westen verschwindet es bald unter Schutt und schliesslich unter den Triasgesteinen an der „Röti“, um dann unter der Tödi-Westwand bis zum Klein Tödi, östlich des Sandalppasses, nochmals sichtbar zu werden. Nach H. WIDMER (1948) sind die graphitischen, pflanzenführenden Schichten des Karbons im Tödigebiet nirgends so mächtig ausgebildet wie am Bifertengrätli (sog. Bifertengrätli-Schichten). Die feinschiefrigen Gesteine gehen seitlich in gröber klastische (terrestrische) und in Sedimente mit wesentlichem Anteil an vulkanischem Material über. Solche bilden immer auch die Basis der graphitischen Schichten. Im Hangenden folgen jüngere Konglomerate und Sandsteine (Grünhornserie). Über die Lagerung orientieren die obenstehenden Profile von H. WIDMER.

Infolge der tektonischen Störungen und der Intrusion magmatischer Gesteine ist es kaum je möglich, einen Horizont über grössere Strecken zu verfolgen. Immerhin scheint die Bifertengrätli-Serie während einer ruhigeren Sedimentationsphase gebildet worden zu sein als ihre basalen oder hangenden Schichten. Unregelmässigkeiten in der Schichtanordnung der Bifertengrätli-Serie lassen vermuten, dass sich in ihr während der Ablagerung Schlammrutschungen ereignet haben.

Die bekannteste Karbonflora der Schweiz stammt vom Bifertengrätli. Sie wurde zuerst von ROTHPLETZ (1880) erwähnt. Nach seinen Angaben enthält diese Flora:

<i>Calamites suckowi</i> BGT., T. 2, Fig. 1 . . .	wohl richtig
<i>Calamites suckowi</i> var. <i>cannaeformis</i> SCHL., T. 2, Fig. 2 . . .	kann <i>C. gigas</i> sein
<i>Calamites cisti</i> BGT., T. 2, Fig. 3 . . .	wohl <i>C. suckowi</i>
<i>Asterophyllites</i> , T. 2, Fig. 4 . . .	unbestimmbar
<i>Sphenopteris trifoliolata</i> BGT., T. 1, Fig. 15 .	unbestimmbar
<i>Cyclopteris trichomanoides</i> BGT.	nicht abgebildet
<i>Neuropteris auriculata</i> BGT., T. 1, Fig. 4, 5, 6	<i>Cyclopteris</i> und <i>Neuropteris</i> sp.
<i>Neuropteris flexuosa</i> BGT., T. 1, Fig. 8, 9 . .	<i>Neuropteris ovata</i>
id. var. <i>tenuifolia</i> BGT., T. 1, Fig. 10 . . .	<i>Neuropteris</i> sp.
id. var. <i>grangeri</i> BGT., T. 1, Fig. 7	? <i>Neur. tenuifolia</i>
<i>Cyatheites arborescens</i> SCHL., T. 1, Fig. 2; T. 2, Fig. 5	<i>Pecopteris</i> , Gruppe <i>cyathea-arborescens</i>
<i>Cyatheites candolleana</i> BGT., T. 1, Fig. 3 . .	kann richtig sein
<i>Cyatheites miltoni</i> ARTIS, T. 2, Fig. 6	kann richtig sein
<i>Cyatheites dentatus</i> BGT.	nicht abgebildet
<i>Pecopteris aquilina</i> SCHL.	nicht abgebildet
<i>Pecopteris grandini</i> BGT., T. 1, Fig. 1, 1a . .	<i>Alethopteris serli-lonchitica</i>
<i>Lepidodendron sternbergi</i> BGT.	nicht abgebildet
<i>Lepidophyllum</i> , T. 1, Fig. 13, 13a	Blätter von <i>Sigillaria</i> oder <i>Lepidodendron</i>
<i>Stigmaria ficoides</i> BGT.	nicht abgebildet
<i>Cordaites palmaeformis</i> GOEPP., T. 1, Fig. 12.	kann richtig sein
<i>Cordaites borassifolius</i> STERNB., T. 1, Fig. 11.	kann richtig sein
<i>Carpolithus marginatus</i> ARTIS, T. 2, Fig. 7. .	<i>Carpolithus</i> sp.
<i>Walchia</i> STERNB., T. 1, Fig. 14, 14a—c . . .	unbestimmbar

Die von ROTHPLETZ gefundene Flora umfasst somit folgende Arten, soweit sie nach den Abbildungen bestimmbar sind:

Calamites suckowi BGT.
Calamites cf. *major* WEISS
Cyclopteris
Neuropteris ovata HOFFM.
Neuropteris ? *tenuifolia* BGT.
Pecopteris arborescens-cyathea SCHL.
Pecopteris ? *candolleana* BGT.
Pecopteris miltoni ARTIS
Alethopteris serli-lonchitica BERTR.
Lepidophyllum
Cordaites.

B. G. ESCHER (1911) hat 1909—1910 neu gesammelt. Sein Material wurde von ZEILLER bestimmt. Nach diesen Bestimmungen enthält die Sammlung ESCHER (E) folgende Arten:

Sphenopteris sp.
Cyclopteris sp.
Neuropteris flexuosa STERNB.

Linopteris muensteri EICHW.
Pecopteris arborescens SCHL.
Pecopteris cyathea SCHL.
Pecopteris cf. *candolleana* BGT.
Pecopteris cf. *plumosa* ARTIS
Pecopteris cf. *miltoni* ARTIS
Sphenophyllum majus BR.
Calamites cisti BGT.
Calamites suckowi BGT.
Calamites cf. *major* WEISS (= *C. gigas* BGT.)
Calamites cf. *schatzlarensis* STUR.
Lepidodendron- oder *Sigillaria*-Blätter
Cordailes cf. *borassifolius* STERNB.
Cardiocarpus cf. *guibieri* GEIN.

ESCHER veröffentlichte keine Abbildungen der von ihm gefundenen Flora. Seine Aufsammlung wie auch jene von FR. WEBER (W) und E. BLOESCH (B) befinden sich im Geol. Inst. ETH.; dieses Material wurde mir von Herrn Prof. Dr. A. JEANNET zur Revision zugestellt.

Wie zu erwarten war, sind die Bestimmungen ZEILLERS, der das gesamte Material des Geol. Inst. ETH. durchgesehen hatte, zur Hauptsache richtig. Doch gibt es einige Bestimmungen, die geändert werden müssen.

Der mangelhafte Erhaltungszustand allen alpinen Materials erschwert die Bestimmung sehr stark; so sind beispielsweise bei Farnen und Pteridospermen die Aderungen fast niemals sichtbar.

Mehrere Stücke von *Calamites* sind bestimmt als *C. cisti* BGT. Diese Bestimmung ist sehr zweifelhaft, hat es sich doch herausgestellt, dass mehrere dazu gerechnete Exemplare Rhizome von *C. suckowi* sind. In günstigen Fällen sind diese durch die kleinen Wurzelmale an den Knotenlinien sofort erkennbar. Was man *C. cisti* nennen kann (vgl. KIDSTON und JONGMANS, Monography of *Calamites*), ist durch so subtile Merkmale gekennzeichnet, wie man sie in dem schlecht erhaltenen Material vom Bifertengrätli nicht erwarten kann.

Die besten Stücke sind E 3 und E 4, welche als cf. Rhizom von *C. suckowi* bestimmt werden können. Andere zeigen nur sehr lange Fragmente von Internodien ohne Knotenlinien, aber nicht die für eine Bestimmung erforderlichen Merkmale der Rippen. Es ist möglich, dass diese zu *C. suckowi* gehören (alte Sammlung 114, 117; sowie der Stamm auf E 1; B 6; auch E 8; vgl. auch 804).

Von grösserem Interesse ist das Vorkommen einiger Stücke, die mit *C. gigas* BGT. (*C. major* WEISS ist wohl identisch) verglichen werden können.

C. gigas ist durch breite Rippen gekennzeichnet, welche in einer langen, scharfen Spitze enden. Die beiden Spitzenkanten stehen nahezu rechtwinklig zueinander.

Ein gutes Stück ist E 6, das auch ZEILLER mit *C. gigas* vergleicht (Abb. 1). Leider ist hier die Knotenlinie so zerdrückt, dass die Rippenspitzen kaum ersichtlich sind.

Ein besseres Stück ist 651 (Abb. 2), bei dem die Rippenspitzen an einigen Stellen zu erkennen sind.

Zu dieser Art gehört wohl auch das aus einer alten Sammlung stammende Stück X 116 sowie vielleicht die grossen, schlecht erhaltenen Exemplare E 2 und 7.

Asterophyllites equisetiformis SCHL. wurde von ZEILLER bestimmt (W 19, 20, 28, 29). Die Stücke gehören sicher zu dieser Art. Besonders W 20 und 21 deuten darauf hin, dass sie zu der forma *Schlotheimi* gerechnet werden können. Es hat sich

nämlich herausgestellt¹⁾, dass die gewöhnlichen Formen mit ihren linealen schmalen Blättern nicht mit der Originalabbildung bei SCHLOTHEIM übereinstimmen. Diese hat keine linealen, sondern mehr oder weniger lapzettförmige Blätter mit schmaler Basis und deutlicher Spitze. Die Form findet sich nur in den mittleren und höheren Teilen des Westfalens (Abb. 3, W 29).

Ein gutes Fragment eines grossblättrigen *Sphenophyllums*, das nach ZEILLER zu *S. majus* gehört, zeigt Abb. 4 (E 17). Die Oberkante der Blättchen ist fein gezähnt. Die beiden Hauptadern mit ihren Verzweigungen sind sehr deutlich.

Lepidodendron oder *Sigillaria* sind in den Sammlungen nicht vertreten, dagegen ein Exemplar von *Lepidofloios* cf. *laricinus* (leg. WISMANN, 1908, Biferten, Tödi; 115). Es zeigt deutlich die für diese Gattung charakteristischen Blattmale; die Blattpolster sind undeutlich. Man kann nur sehen, dass sie ziemlich breit und viel weniger hoch als breit sind (Abb. 5).

Ein Stück (E 10a + b) zeigt eine grosse Anzahl von langen, linealen, einnervigen Blättern. Es wird deshalb wohl am besten zu *Sigillariaephyllum* gerechnet, obgleich einige *Lepidodendron*-Arten ebenfalls sehr lange Blätter besitzen. (Auf demselben Stück befinden sich auch einige unbestimmbare, isolierte Blättchen einer *Neuropteris*.)

Ein grosser Teil des Materials gehört zu *Pecopteris*, und zwar zur Gruppe mit ungeteilten Seitenadern, der u. a. *P. arborescens*, *cyathea* und auch *candolleana* angehören. BERTRAND hat diese „les Pécoptéridées cyatheaeformes“ genannt und darauf hingewiesen, dass es nicht leicht ist, die verschiedenen Arten zu trennen, besonders wenn sie, wie es bei den Stücken aus dem alpinen Karbon fast immer der Fall ist (man vergleiche nur die Abbildungen aus HEERS Flora fossilis Helvetiae, wo sozusagen nie eine Aderung eingezeichnet werden konnte), schlecht erhalten sind.

Die meisten Stücke können deshalb nur als *Pecopteris*, Gruppe *cyathea*, bestimmt werden. Stratigraphisch ist diese Bestimmung allerdings von Interesse, denn bei der Untersuchung vieler Floren hat sich herausgestellt, dass hauptsächlich in den Westfalen D diese Gruppe sehr häufig und fast allein herrschend ist. Vielleicht beginnt sie schon in den höchsten Schichten des Westfalens C.

Zu dieser Gruppe gehören die meisten Stücke vom Bifertengrätli. Es handelt sich aber immer nur um Fragmente (Abb. 6 und 7 [W 16, W 2]). Die besten Stücke sind W 10, W 3, W 16, W 18, die grössten W 2 und W 11.

Weniger gut sind: W 23, W 5, W 6, W 7, W 8, W 14; E 13, E 14 und 624.

Unbestimmbar sind: E 15, W 4, W 22, W 24, W 26 und W 15 sowie Ve 1.

Ein Stück mit langen, schmalen Fiederchen (Tödi, 101) kann vielleicht zu *P. candolleana* gehören. Daneben liegt jedoch ein Fragment, das eher wie *P. cyathea* aussieht (Abb. 8). Zu *P. candolleana* gehört wohl auch ROTHPLETZ, T. 1, Fig. 3.

Zwei Stücke (W 1 und W 9) können dem Habitus nach als *P. arborescens* bestimmt werden (Abb. 9).

Ein leider mangelhaft erhaltenes Stück hat einige Ähnlichkeit mit *P. pennaeformis* BGT. sowie mit *P. miltoni* ARTIS. Es stimmt in mancher Hinsicht überein mit einem besseren Exemplar aus Arbignon, das zum Vergleich hier abgebildet wird (Abb. 10). Für eine endgültige Bestimmung ist besseres Material notwendig.

Die Stücke E 12 und E 16 sind bestimmt als *P. cf. miltoni* ARTIS. Ihre Erhaltung ist für eine Bestätigung oder Änderung dieser Bestimmung nicht ausreichend.

¹⁾ JONGMANS und KUKUK, *Die Calamariaceen des Rheinisch-Westfälischen Kohlenbeckens*, Meded. Rijks Herbarium, Leiden Nr. 20, 1913, T. 17, Fig. 2—5.

Ähnlichkeit hiermit haben die Stücke B 2 und B 1.

Auf dem Stück W 27 befindet sich ein Fragment von *Pecopteris plumosa* ARTIS.

Es ist nicht ausgeschlossen, dass das Fragment, welches ROTHPLETZ als *Sphenopteris trifoliolata* BGT. auf seiner Tafel 1, Fig. 15, abbildet, zu *Pecopteris pluckeneti* STERNB. gehört. Soweit dies möglich ist, stimmt es mit einem aus Arbignon stammenden Exemplar dieser Art überein. Damit dieser Art bei weiteren Aufsuchungen am Bifertengrätli Beachtung geschenkt werden kann, sei das Stück aus Arbignon hier wiedergegeben (Abb. 11).

ZEILLER bestimmte als *Linopteris muensteri* EICHW. das grosse Stück B 4 und sein Gegenstück B 5 (Abb. 12 und 13). Er bemerkte dazu, dass er bei genauer Beobachtung die Netzaderung erkennen konnte. Leider ist das Stück nicht gut erhalten; jedoch muss zugegeben werden, dass einige Stellen etwas von einer Aderung zeigen. Ob es sich wirklich um eine *Linopteris*-Aderung handelt, möchte ich nicht mit Bestimmtheit aussagen. Eine zweite Frage ist, ob, wenn eine *Linopteris* vorliegt, diese mit der Art *muensteri* identisch ist. Auch zur Beantwortung dieser Frage ist besseres und deutlicheres Material notwendig.

Die Sammlungen (ETH.) enthalten zahlreiche, meistens isolierte Blättchen von *Neuropteris*. ZEILLER bestimmte sie als *N. flexuosa* STERNB. Es hat sich nun herausgestellt, dass die Nomenklatur dieser Art nicht klar ist. Das Original Exemplar der Sammlung STERNBERG in Prag gehört zu *N. ovata* HOFFM. Zahlreiche später bei verschiedenen Autoren abgebildete Exemplare aus Zentral-Frankreich und Grossbritannien gehören, wie auch CROOKALL schon vor langer Zeit angegeben hat, ebenfalls zu *N. ovata*. Diese Exemplare stammen alle aus dem Westfalen D, von welcher Formation *N. ovata* die charakteristischste Pflanze ist. Die von ZEILLER aus Nord-Frankreich und STOCKMANS aus Belgien abgebildeten Exemplare, welche alle aus älteren Horizonten als dem Westfalen D stammen, haben mit *N. ovata* nichts zu tun und gehören zur Gruppe der *N. tenuifolia*, in der sie vielleicht zum Teil als besondere Art (*N. flexuosa* ZEILLER non STERNB.) aufgefasst werden können.

Was nun die am Bifertengrätli angetroffenen isolierten Fiederchen betrifft, kann man in den wenigsten Fällen mit Sicherheit sagen, zu welcher Art sie gehören. Sie sind meistens unvollständig erhalten. Möglicherweise müssen einige zu *N. ovata*, andere zu *N. tenuifolia* gerechnet werden.

Anders ist es bei dem grossen, in Abb. 14 wiedergegebenen Stück. Hier liegt neben einem langen Internodium eines nicht näher bestimmbar *Calamites* ein sehr gutes Exemplar mit Spitzenfiederchen und einigen Seitenfiederchen. Es gehört sicher zu *N. ovata* und zeigt die wichtigsten Merkmale dieser Art. Die sonst vorkommenden isolierten Blättchen sind zum überaus grössten Teil verschieden, besonders was die Nervatur anbelangt. Es ist möglich, dass die Blättchen auf W 32 ebenfalls zu *N. ovata* gehören.

Mehrere Fragmente einer *Cyclopteris* sind vorhanden, leider alle so unvollständig, dass sie nur als *Cyclopteris* sp. bestimmt werden können. Das beste Exemplar (W 21) ist in Abb. 15 wiedergegeben. (Auf dem gleichen Stück befindet sich auch *Cardiocarpus* cf. *gutbieri* GEIN., von ZEILLER bestimmt; andere Fragmente auf W 31, 33, 378).

Das Stück B 7 zeigt ein Fragment einer grossen *Cyclopteris* mit sehr feiner, zarter Aderung, welche jedoch nicht weiter bestimmbar ist.

Bei den mit 576 nummerierten Stücken befindet sich eine Fieder, die mit *Alethopteris* Ähnlichkeit zeigt und als *Pecopteris grandini* BGT. bestimmt ist. Meines Erachtens ist die Zugehörigkeit zu dieser Art sehr fraglich. Das vorliegende

Stück zeigt keine Aderung. Da es sich um das einzige am Bifertengrätli gefundene dieser Form handelt, wird es hier in Abb. 16 gezeigt und als *Alethopteris* ? cf. *grandini* bezeichnet.

Jedenfalls ist das Exemplar sehr verschieden von dem, welches ROTHPLETZ, T. 1, Fig. 1, 1a, als *grandini* abbildet.

Die ROTHPLETZsche Abbildung gehört zur Gruppe *A. serli-lonchitica*.

Es ist auffallend, dass *Sphenopteris*-Arten so selten angetroffen werden. Das einzige Stück, das zu *Sphenopteris* gehört, ist W 13.2 (Abb. 17). ZEILLER bestimmte es als *Sphenopteris* sp. und fügte hinzu „trop fragmentaire“.

Fragmente von *Cordaites*-Blättern werden ziemlich oft angetroffen (103, 104, 1269). Das beste Stück ist E 11. Es wurde als *C. cf. borassifolius* STERNB. bestimmt. Die Verteilung der dicken und feineren Adern stimmt wohl damit überein.

Zum Schluss muss noch die von ZEILLER als *Cardiocarpus* cf. *gutbieri* bestimmte Frucht erwähnt werden (Abb. 18).

Zur Vervollständigung der Flora des Bifertengrätli folgt nachstehend die Aufstellung einiger Pflanzen, die 1931 von R. U. WINTERHALTER und mir gesammelt und von mir bestimmt wurden.

Diese Sammlung enthält ein sicher zu *Calamites suckowi* gehörendes Stück (Abb. 19), mehrere kleine Exemplare von *Asterophyllites equisetiformis*, zahlreiche isolierte Fiederchen von *Neuropteris ovata*, eine grosse *Neuropteris* welche vielleicht zu *N. scheuchzeri* gehört, aber leider die charakteristischen Haare nicht zeigt (auch *N. cordata* käme in Frage) (Abb. 20). Ferner sind mehrere Stücke der „*Pécopitéridées cyatheaeformes*“ von BERTRAND vorhanden, ein Stück, das habituell *Pecopteris polymorpha* ähnelt, aber keine Aderung zeigt, und ein Stück, das sehr nach *P. lepidorachis* BGT. aussieht, durch eine sehr dicke Achse gekennzeichnet ist, regelmässig dichotome Adern und gedrängt stehende, ziemlich lange Fiederchen besitzt. Auch ein Fragment einer grossen, feinaderigen *Cyclopteris* ist vorhanden (Abb. 21), das der von B 7 ähnelt. Wegen der sehr zarten Aderung und der Form wäre es zu vergleichen mit Blättern, wie sie RENAULT und ZEILLER, Commeny, T. 23, Fig. 3 als *C. trichomanoides* abbilden.

Merkwürdigerweise wurde auch ein ziemlich gut erhaltenes, ganz sicheres Stück von *Annularia stellata* gefunden (Abb. 22).

Die Gesamtflora des Bifertengrätli besteht demnach aus:

Calamites suckowi BGT.

Calamites gigas BGT.

Calamites sp.

Annularia stellata SCHL.

Asterophyllites equisetiformis SCHL. (vgl. forma *schlotheimi* JONGMANS und KUKUK).

Sphenophyllum majus BGT.

Lepidofloios cf. *laricinus* STERNB.

Sigillariaephyllum.

Pecopteris, Gruppe *cyathea* SCHL. (*Pécopitéridées cyatheaeformes* von BERTRAND).

Pecopteris arborescens SCHL.

Pecopteris cf. *candolleana* BGT.

Pecopteris cf. *polymorpha* BGT.

Pecopteris cf. *lepidorachis* BGT.

Pecopteris miltoni ARTIS.

Pecopteris plumosa ARTIS.

Pecopteris cf. *pluckeneti* STERNB.

Linopteris muensteri EICHW.
Neuropteris ovata HOFFM.
Neuropteris cf. *scheuchzeri* HOFFM. (vgl. auch *N. cordata* BGT.).
Cyclopteris cf. *trichomanoides* BGT.
Cyclopteris sp.
Alethopteris cf. *serli-lonchitica* BERTR.
Alethopteris cf. *grandini* BGT.
Sphenopteris sp.
Cordaites cf. *borassifolius* STERNB.
Cardiocarpus cf. *gutbieri* GEIN.

Aus dieser Liste geht deutlich hervor, dass die Flora zum **Westfalien D** gehört, vielleicht schon zum **Unteren Stéfanien**.

In der Aufstellung sind mehrere Arten erwähnt, die näher bestätigt werden müssen. Es wäre deshalb erwünscht, wenn am Bifertengrätli neues und hoffentlich besser erhaltenes Material gesammelt würde.

2. Karbon von Manno bei Lugano

- HEER, O. (1876): *Flora fossilis Helvetiae*.
 TARAMELLI, T. (1880): *Il canton Ticino meridionale ed i paesi finitimi*. Spiegazione del foglio XXIV Duf. Mat. Cart. geol. Svizzera 17 (mit Pflanzenbestimmungen von F. SORDELLI, *Flora fossilis insubrica*, Milano, 1896).
 ESCHER, B. G.: l. c.
 KELTERBORN, P. (1923): *Geologische und petrographische Untersuchungen im Malcantone (Tessin)*. Verh. naturf. Ges. Basel 34.
 WEHRLI, L. (1925): *Das produktive Karbon der Schweizeralpen*, I. Teil: Übersicht und Geschichte des Bergbaues bis Mitte 1917, mit besonderer Berücksichtigung der Anthrazite des Wallis. Beitr. Geol. Schweiz, Geotechn. Ser., 11. Lfg.
 VENZO, S. e MAGLIA, L. (1947): *Lembi carboniferi trasgressivi sui micascisti alla "Fronte sedimentaria sudalpina" del Comasco (Acqua seria di Menaggio-Bocchetta di S. Bernardo) e del Varese sotto (Bedero)*. Atti Soc. ital. Sci. nat. 86.

Nach KELTERBORN (1923) gehört das Karbon von Manno einer zwischen Verwerfungen in das Kristallin eingesenkten Scholle an, die sich von Mugena im Malcantone bis Manno verfolgen lässt. Am besten aufgeschlossen ist dieses Karbon in zwei kleinen übereinanderliegenden, z. T. von Gestrüpp überwachsenen Steinbrüchen NW des Dorfes Manno. Es handelt sich um helle, graue oder gelbliche und dunkelgraue, tonige, Kohlenschmitzen-führende Sandsteinbänke, die mit meist groben, quarzigen Konglomeraten wechsellagern.

Nach ESCHER (1911) hat HEER einige schlecht erhaltene Pflanzen als *Calamites cisti* BGT., *Sigillaria elongata* BGT. und *S. tessellata* BGT. bestimmt.

HEER (1876) gibt zwei Abbildungen. Darnach ist aber *S. elongata* (T. 16, Fig. 1) völlig unbestimmbar und *S. tessellata* (T. 16, Fig. 3) sehr fraglich.

Gemeinsam mit R. U. WINTERHALTER besuchte ich 1931 das Karbon von Manno. Trotz des sehr ungünstigen Wetters gelang es, einige Pflanzen zu finden. Die bemerkenswertesten sind Fiederchen von *Linopteris neuropteroides*, von welchen einige eine so feine Aderung mit kleinen, langgestreckten Maschen besitzen, dass sie an *L. florini* TEIXEIRA aus dem Karbon von Portugal erinnern (Abb. 22, 23). Weiter wurde ein Fiederchen von *Pecopteridium* (Abb. 24), dann ein Fragment von *Sigillariaephyllum* und eines von *Cordaites* cf. *borassifolius* gefunden.

Reich ist somit die Ausbeute nicht. Sie genügt, um festzustellen, dass es sich um Oberkarbon handelt, und zwar wahrscheinlich um **Westfalien C**.

Es sollte auch hier der Versuch gemacht werden, nochmals — und hoffentlich unter besseren Verhältnissen — zu sammeln.

3. Karbon von Les Marécottes

OULIANOFF, N. 1925: *Le massif de l'Arpille et ses abords*. Beitr. geol. Karte Schweiz [N. F.], Lfg. 54/2.

Zwischen dem Mont Blanc-Massiv im NW und dem Massif de l'Arpille im SE tritt eine Zone karbonischer Gesteine (Konglomerate, Sandsteine, Schiefer) auf. Dieses Karbon liegt diskordant auf den kristallinen Schiefern und wird meistens konkordant von Perm oder, wo dieses fehlt, diskordant von Trias überlagert.

Vor vielen Jahren machte mich mein Freund Dr. A. TOBLER auf den Lehrer Coquoz im Dorf Les Marécottes bei Martigny aufmerksam, der eine schöne Sammlung Karbonpflanzen besass, welche er beim Bau des „Tunnel d'aménée des usines de Vernayaz“ an zwei Fenstern zwischen Les Marécottes und Trétien gesammelt hatte. Ich fuhr 1925 dorthin und fand eine wirklich sehr interessante Sammlung mit vielen recht guten Stücken. Herr Coquoz war so freundlich, mir einige seiner Stücke zu geben, die ich seither in meinen Sammlungen im Geol. Bureau, Heerlen, aufbewahre. Da diese Fundstelle und somit auch die Sammlung unbekannt ist, finde ich es gerechtfertigt, das in meinem Besitz sich befindliche Material kurz zu beschreiben und abzubilden. Einige Stücke aus dem Besitze des Lehrers in Les Marécottes stammen nicht von der Tunnel-Fundstelle, sondern aus der jetzt verlassenen Carrière de la Fontaine.

Meine Sammlung enthält die folgenden Arten:

Annularia sphenophylloides ZENKER (Abb. 26, 27).

Ein Exemplar mit kleinen Blättchen besitzt drei Wirteln, die deutlich die Anisophyllie zeigen, welche besonders bei den zu dieser Art gestellten Exemplaren des jüngeren Karbons (Westfalien D und Stéfanien) sehr häufig gefunden wird.

Annularia stellata SCHL. (Abb. 28).

Leider nur sehr fragmentarisches Material. Die Abbildung stellt das beste Stück dar, das sicher zu dieser Art gerechnet werden muss.

Odontopteris reichiana GUTB. (Abb. 29).

Diese Art liegt in mehreren Stücken vor. Sie sind durch die alpine Dislokation so zerdrückt, dass sie schwer zu photographieren sind. Abb. 29 zeigt das beste Stück. Das Exemplar stimmt überein mit der von mir für die Stangalpe abgebildeten Form.

Odontopteris minor BGT. (Abb. 30).

Ein kleines, verzweigtes Wedelstück. Es stimmt überein mit den Abbildungen bei ZEILLER, Blanzky et Créusot, Pl. 19—21.

Pecopteris bioti BGT. (Abb. 31).

Auf einer grossen Platte aus der Carrière de la Fontaine liegen zwei Wedelstücke dieser Art. Dem Habitus nach stimmen sie vollkommen mit *Pecopteris bioti* BGT. überein. Leider ist es nicht möglich, die Nervatur zu photographieren. Soweit man sie an den Stücken sehen kann, stimmt sie mit der von *P. bioti* überein.

Pecopteris arborescens-cyathea SCHL. (Abb. 32).

Ein leider ziemlich zerdrückter Wedelteil. Habituell stimmt das Stück mit der Gruppe *arborescens-cyathea* überein. Obgleich die Nervatur sehr wenig deutlich ist, kann man doch an einigen Stellen sehen, dass es sich um nicht geteilte Adern handelt. Das Exemplar stammt nicht aus dem Tunnel, sondern aus der benachbarten Carrière de la Fontaine.

Sphenopteris cf. *matheti* ZEILLER (Abb. 33).

Ebenfalls aus der Carrière de la Fontaine stammen zwei Stücke mit Wedelspitzen von einer *Sphenopteris*, die, soviel man sehen kann, mit *S. matheti* ZEILLER (Blanzky, Pl. 4—7, z. B. besonders Pl. 1, Fig. 3) übereinstimmt.

Pecopteridium cf. *costei* ZEILLER (Abb. 34).

Das Stück, welches ich mit *Pec. cf. costei* ZEILLER vergleiche, zeigt ein Fragment mit einigen Fiederchen.

Dieses Stück und das hierunter folgende werden hier nur erwähnt, weil sie andeuten, dass auch noch andere Pflanzen vertreten sein können. Wie aus den beiden Abbildungen deutlich hervorgeht, sind sie sehr schlecht erhalten und kaum bestimmbar.

Neuropteris cf. *ovata* HOFFM. (Abb. 35).

Auch dieses Stück ist nur ein mangelhaft erhaltenes Fragment eines Wedelteils mit einigen Fiederchen. Die basalen Teile der Fiederchen sind gehört. Die Bestimmung kann nur als sehr provisorisch gelten.

Ein sehr schlecht und unvollständig erhaltenes Stück ähnelt der an den Rändern tief eingeschnittenen *Cyclopteris* von *Neuropteris ovata*. Dadurch wird die Unsicherheit der Bestimmung etwas geringer.

Zusammenfassend besteht die Flora aus dem Tunnel bei Les Marécottes aus:

Annularia stellata SCHL.

A. sphenophylloides ZENKER.

Odontopteris reichiana GUTB.

O. minor BGT., vielleicht

Pecopteridium cf. *costei* ZEILLER.

Neuropteris ovata HOFFM.

Hierzu kommen noch aus der Carrière de la Fontaine:

Pecopteris arborescens-cyathea SCHL.

Pecopteris bioti BGT.

Sphenopteris matheti ZEILLER.

Diese Flora stimmt im allgemeinen überein mit der, welche von mir für die Stangalpe beschrieben wurde (C. R. deuxième Congrès Stratigr. carbonifère, 1938, p. 1259—1299). Sie muss zum höheren Teil des **Westfaliens D** gerechnet werden.

Sehr wahrscheinlich gehört die Fundstelle in der Carrière de la Fontaine ebenfalls zum höheren Teil des **Westfaliens D**, wenngleich ein etwas jüngeres Alter nicht völlig ausgeschlossen ist.

4. Karbon aus den Glarner Freibergen

Pflanzenhäcksel aus dem Verrucano (oder Karbon) der Glarner Freiberge sind seit langem bekannt. Durch CHR. AMSTUTZ³⁾ wurden einige Proben vom Karrenstock und Kammseeli zur Bestimmung vorgelegt. Leider enthalten sie — mit Ausnahme eines vielleicht zu *Calamites* gehörigen Stückes — keine Pflanzen. Man kann somit nur sagen, dass das Material oberkarbonisches Alter besitzt. Eine weitere Horizontierung ist ausgeschlossen.

5. Karbon aus der Val Rusein

Das von H. P. EUGSTER aus der obern Val Rusein (Äquivalent des Karbons vom Bifertengrätli) vorgelegte Material enthält keine bestimmbareren Pflanzenreste. Es sind nur einige Stengel vorhanden, die zu Farnen oder Pteridospermen gehören.

³⁾ AMSTUTZ, CHR.: *Pflanzenreste im Verrucano der Glarner Freiberge*. Verh. schweiz. naturf. Ges., St. Gallen, 1948.

Zur Altersbestimmung von Tertiärschiefern aus dem Helvetikum der Schweizer Alpen mittels Kleinforaminiferen

Von **Hans Bolli**, Pointe-à-Pierre, Trinidad B.W. I.

Summary

It is known that smaller Foraminifera are present in many Tertiary beds of the Helvetikum s. l. of the Swiss Alps. They are often abundant and the predominant fossils in the Eocene shales known as Stad-Shales, Globigerina-Shales etc. A short review of the recent literature dealing with these beds, illustrates the insufficiency of our knowledge. So far, the age of these beds has been determined by means of larger Foraminifera of intercalated layers only. A rich fauna of smaller Foraminifera was isolated by the writer from a sample of Stad-Shales from their type locality at Alpnach-Stad, Central Switzerland. The fauna, as was to be expected, consists mainly of Globigerinas, numerous other calcareous genera and only a few arenaceous types. *Bulimina jacksonensis*, *Globigerina mexicana* and others indicate a doubtless Priabonian (Upper Eocene-Jacksonian) age which compares well with the findings based on larger Foraminifera.

Oberkreide und Tertiär des Helvetikums s. l.¹⁾ bestehen zu einem beträchtlichen Teil aus mergelig-tonigen, schiefrigen Gesteinen. Der tertiäre Anteil derselben wird meist unter Namen wie Stadschiefer, Globigerinenschiefer, Fleckenmergel usw. beschrieben. Wie bereits aus den Benennungen ersichtlich wird, ist mindestens ein Teil dieser Gesteine reich an Kleinforaminiferen. Diese Fauna wurde aber im helvetischen Tertiär — im Gegensatz zu jener in der Oberkreide — bis heute wenig beachtet, und es wurden auch keine Versuche gemacht, sie zur Altersbestimmung zu gebrauchen. Diese wurde in erster Linie an Hand von Grossforaminiferen führenden Begleitgesteinen vorgenommen.

Wie aus neueren Arbeiten hervorgeht (BENTZ, 1948, p. 26), scheinen in dem mit Hilfe von Discocyclinen, Nummuliten und Assilinen stratigraphisch gegliederten helvetischen Tertiär jedoch immer noch gewisse Unsicherheiten in der Altersdeutung zu bestehen, besonders da Aufarbeitung in den Grossforaminiferen führenden Gesteinen eine beträchtliche Rolle spielen kann. Aus diesen Gründen, vor allem aber auch aus dem Bestreben, eine Bestimmung möglichst am betreffenden Gestein selbst vorzunehmen, wäre es von Vorteil, wenn auch die Kleinforaminiferen, welche in den Schiefern oft massenhaft auftreten, mit zur Altersdatierung verwendet werden könnten.

Soweit Kleinforaminiferen aus dem helvetischen Tertiär überhaupt beschrieben wurden, so geschah das selbst in neueren Untersuchungen ausschliesslich an Hand von Dünnschliffen (vgl. BENTZ 1948, FURRER 1949, SODER 1949). Um eine

¹⁾ Als „Helvetikum s. l.“ wird hier der gesamte helvetische Ablagerungsraum bezeichnet, der Autochthon, helvetische Decken und Flysch, umfasst.

solche Fauna einwandfrei zu diagnostizieren, ist diese Methode aber nicht geeignet. Einmal ist die spezifische Bestimmung besonders von Globigerinen in Schliffen sehr schwierig und zeitraubend. Ferner ist eine sehr grosse Anzahl von Schliffen notwendig, wenn auch die weniger häufigen Arten vollständig erfasst werden sollen. Um hier zu einem befriedigenden Resultat zu kommen, wäre also vorerst nach einer Methode Umschau zu halten, die es uns ermöglicht, die Kleinforaminiferen so zu isolieren, dass sie einwandfrei bestimmt werden können.

An Hand von ein paar neueren Publikationen soll aber vorerst der gegenwärtige Stand unserer Kenntnisse hinsichtlich der Kleinforaminiferen in den tertiären Schiefern des helvetischen Ablagerungsraums kurz veranschaulicht werden.

Der Arbeit von BENTZ (1948), welcher im Gebiet des Sarnersees u. a. die Schiefer und Mergel des helvetischen Tertiärs untersuchte, sind folgende Angaben zu entnehmen: Die als Stadschiefer beschriebenen Gesteine werden für steril gehalten, mit Ausnahme von Übergängen zu den Pectinitenschiefern, worin Globigerinen als häufig erwähnt werden. Aus dem Tertiär der Drusbergdecke werden ferner Globigerinen-Fleckenmergel beschrieben, ihre Fauna aber nicht näher bestimmt. Das Vorkommen von Globigerinen und sandigen Formen wird aus stratigraphisch den Pectinitenschiefern gleichzusetzenden Schiefern angeführt. In den Fleckenmergeln und Globigerinen-Fleckenmergeln der Obwaldner Flyschmasse wurden grosse, stachelige Globigerinen durchgehend, andere Formen wie Nodosarien, Milioliden usw. seltener beobachtet.

SODER (1949) beschreibt tertiäre Schiefer und Mergel aus der Randkette (Schrattenfluh), der Wildhorn-Drusbergdecke (Brienzergrat) und den dazwischen liegenden Habkernflyschmassen der Habkernmulde. Die Globigerinenschiefer, welche einen grossen Teil des Untersuchungsgebietes einnehmen, bestehen stellenweise zu 15–40% aus Globigeriniden. Basiert auf Dünnschliffe werden *Globigerina* cf. *bulloides* D'ORBIGNY als am häufigsten, die Genera *Globigerinoides*, *Globigerinella*, *Globorotalia*, *Miliola*, *Gyroidina*, *Nodosaria* und *Eponides* als seltener angegeben.

FURRER (1949) gibt von den in Betracht gezogenen Arbeiten die reichhaltigste Liste von Kleinforaminiferen. Aus den mergelig-tonigen Schiefern des subalpinen Flysches nördlich der Schrattenfluh werden zahlreiche Genera- und auch einige Speziesbestimmungen zitiert, die im folgenden wiedergegeben sind:

<i>Discorbis</i>	<i>Globigerina bulloides</i> D'ORBIGNY
<i>Gyroidina</i>	<i>Globigerina conglobata</i> BRADY
<i>Eponides</i>	<i>Globigerina</i>
<i>Cibicides</i>	<i>Globigerinella</i>
<i>Planulina</i>	<i>Globigerinoides</i>
	<i>Orbulina universa</i> D'ORBIGNY
	<i>Globorotalia</i>

Nach Ansicht FURRERS ist diese Fauna aber höchstens in rein paläontologischer Hinsicht interessant. Es wird also auch hier nicht versucht, die Kleinforaminiferen stratigraphisch auszuwerten.

Das Alter all dieser besprochenen Schiefer wird als Eozän, zur Hauptsache als Ober-Eozän (Priabon) angegeben.

Zu den obigen Speziesbestimmungen von *Globigerina* und *Orbulina* ist folgendes zu bemerken: *Globigerina bulloides* D'ORBIGNY wurde ursprünglich als rezent beschrieben. Der Grossteil der im Eozän auftretenden Globigerinen-Arten stirbt entweder im Verlaufe oder am Ende dieser Zeit aus, oder lässt sich höchstens noch bis ins Oligozän verfolgen. Die gegebene Bestimmung ist daher als fragwürdig anzusehen. Es ist wahrscheinlich, dass diese Spezies mit Eozänformen, wie etwa

G. yeguaensis WEINZIERL & APPLIN, oder *G. pseudobulloides* PLUMMER verwechselt wurde, welche im Schnitt ein ähnliches Bild zeigen. Das gleiche gilt auch für die ursprünglich als rezent beschriebene *Globigerina conglobata* BRADY, welche möglicherweise mit der eozänen *G. mexicana* CUSHMAN verwandt ist. *Orbulina universa* D'ORBIGNY dürfte ebenfalls als Fehlbestimmung anzusehen sein. Auch hier handelt es sich wahrscheinlich um eine Verwechslung mit *G. mexicana* CUSHMAN, oder einer ihr ähnlichen Eozänform. Wie in zahlreichen Fällen nachgewiesen wurde, fällt das erste Auftreten von *O. universa* D'ORBIGNY ins obere Oligozän oder basale Miozän, je nach Grenzziehung; ein eozänes Alter fällt also ausser Betracht. GLAESSNER (1945) sagt beispielsweise darüber: "Most of the records of pre-Miocene occurrences of the genus are erroneous, some of them refer to *Oligostegina* or to *Radiolaria*, others are doubtful". (Siehe auch LE ROY, 1948).

Dieser kurze Überblick über die gegenwärtigen Kenntnisse der Kleinforaminiferen aus dem helvetischen Tertiär ergibt, dass kaum über eine generische Bestimmung herausgegangen wurde. Das ist bei ausschliesslicher Verwendung von Dünnschliffen verständlich. Eine Benützung dieser Fauna zur Altersdeutung fiel damit von selbst dahin. Die Durchsicht zeigt aber, dass ein grosser Teil der besprochenen Schiefer reiche Kleinforaminiferenfaunen, im besonderen Globigerinen enthalten. Zusammen mit anderen pelagischen Genera, wie Globorotalien, Globotruncanen usw., sind es nun gerade die Globigerinen, die in neuerer Zeit erfolgreich zur Altersgliederung in Kreide und Tertiär gebraucht werden. Sollten sich in unseren Schiefer — wie zu erwarten ist — neben anderen in erster Linie auch solche Formen finden, so würde uns das doch gestatten, diese direkt und ohne Zuhilfenahme von Begleitgesteinen zu bestimmen. Das wäre besonders in solchen Fällen von Vorteil, wo Grossforaminiferen führende Begleitgesteine fehlen oder heterogene Faunen aufweisen.

Versuchshalber wurde zu diesem Zweck am Ost-Eingang zum Dorf Alpnach-Stad, unmittelbar nördlich von Strasse und Brünigbahn-Tracé, ein Muster von Stadschiefer gesammelt. Die Stelle entspricht KAUFMANN'S Tylokalität am Südostfuss des Pilatus.

Dieses Muster wurde vorerst in der allgemein gebräuchlichen Weise durch ein feinmaschiges Sieb (0,105 mm Maschenweite) gewaschen. Schon auf diese Weise wurde eine beschränkte Anzahl Kleinforaminiferen, besonders Globigerinen, erhalten. Sie waren aber häufig noch derart mit Gesteinsresten behaftet, dass eine zuverlässige Speziesbestimmung oft schwierig war. Bessere Resultate wurden jedoch mit der von LAYNE (1950) beschriebenen Benzinmethode erzielt: Das zerkleinerte Muster wird im Ofen gut getrocknet, wieder abgekühlt und dann mit Benzin übergossen. Nach 20–30 Minuten wird das Benzin dekantiert und durch Wasser ersetzt. Das Muster wird dann für längere Zeit, bis einige Tage, stehengelassen und dann gewaschen. In unserem Falle wurde auf diese Weise eine ca. 30 Arten umfassende, im allgemeinen gut bestimmbare Kleinforaminiferenfauna erhalten.

Wie zu erwarten war, herrschen die Globigerinen zahlenmässig vor. Unter ihnen ist die fast sphäroide *Globigerina mexicana* CUSHMAN besonders charakteristisch. Sie gilt im amerikanischen Verbreitungsgebiet als typische Obereozän-Leitform. Häufig ist auch eine Form, welche der aus dem Mitteleozän beschriebenen *Globigerina yeguaensis* WEINZIERL & APPLIN nahe steht. Von der übrigen Fauna ist an erster Stelle die leicht erkennbare obereozäne *Bulimina jacksonensis* CUSHMAN zu erwähnen, die in mehreren einwandfreien Exemplaren gefunden wurde. Als weitere gute Eozän-Leitformen sind *Globorotalia (Turborotalia) centralis* CUSHMAN & BERMUDEZ und *Gümbelina goodwini* CUSHMAN & JARVIS zu nennen. Es ist kaum zu erwarten, dass mit einem einzigen, kleinen Gesteinsmuster die gesamte Kleinfora-

miniferenfauna der Stadschiefer an ihrer Typlokalität erfasst worden ist; dazu wäre eine grössere Anzahl von Mustern, verteilt über das ganze Profil, notwendig. Eine Liste der vorläufig gefundenen Spezies ist am Schlusse der Ausführungen gegeben. Schon diese wenigen Arten erlauben aber, die Stadschiefer von Alpnach-Stad mit Sicherheit als Obereozän zu datieren. Das bestätigt die bisherige, auf Grossforaminiferen gestützte Auffassung.

Es wird angenommen (ALB. HEIM, 1921, p. 340–341), dass nicht alle aus dem helvetischen Ablagerungsraum als Stadschiefer beschriebenen Gesteine gleichaltrig sind. Einer zukünftigen Bearbeitung wäre es deshalb vorbehalten, anhand zahlreicher Profilaufnahmen, mit Hilfe der Kleinforaminiferen eine stratigraphische Gliederung dieser Schiefer zu versuchen. Dazu sollten auch alle als Globigerinenschiefer usw. beschriebenen eozänen Ton- und Mergelschiefer einbezogen werden.

Bei dieser Gelegenheit könnte man für diese Gesteine auch eine modernere Nomenklatur einführen und solch unbefriedigende Namen wie „Globigerinenschiefer“, „Körnenschiefer“ usw. fallen lassen. Für die einzelnen lithologisch gut unterscheidbaren und kartierbaren Einheiten wären lokalgeographische Namen einzuführen, wie z. B. „Stadschiefer“ für den in Alpnach-Stad anstehenden Typus. Sollten sich diese Einheiten, basiert auf Foraminiferen oder andere Fossilien weiter gliedern lassen, so wären sie vorteilhaft in biostratigraphische Zonen aufzuteilen. Für jede dieser Zonen wäre dann eine topographisch genau festgelegte Typlokalität oder Typsektion zu bezeichnen. Als Beispiel wird vorgeschlagen, die Stadschiefer von KAUFMANN'S Typlokalität in Alpnach-Stad als

Stadschiefer, *Bulimina jacksonensis*-Zone

zu benennen. Damit wären Lithologie und stratigraphische Stellung festgelegt. Eozänschiefer gleicher oder ähnlicher Beschaffenheit aus anderen helvetischen Einheiten, aber von unterscheidbarem Alter, könnten auf diese Weise den gleichen Namen beibehalten, ihr Altersunterschied wäre aber durch einen anderen Zonenamen gekennzeichnet. (Vgl. hierzu HEDBERG, 1937, und TEICHERT, 1950.)

Die lithologischen Abgrenzungen sollten nach Ansicht des Schreibenden nicht zu eng gefasst werden. In Gesteinen, wie sie die tertiären Schiefer des Helvetikums s. l. darstellen, sind sie ohnehin schon kompliziert und werden von den verschiedenen Bearbeitern oft nicht nach gleichen Gesichtspunkten durchgeführt. Es wäre daher vorzuschlagen, beispielsweise den Begriff Stadschiefer im lithologischen Sinn möglichst weit zu fassen. Dadurch würden wahrscheinlich beträchtliche Teile der als Globigerinenschiefer, Fleckenmergel usw. beschriebenen Eozänschiefer unter diesen Begriff fallen. Vorkommen gleichen Alters, die aber lokal lithologisch stark vom zentralen Typus abweichen, könnten immer noch mit einem zusätzlichen lokalgeographischen Namen versehen werden, der ihrer besondern faziellen Ausbildung Rechnung trägt.

Bei der Bestimmung der Kleinforaminiferen aus den Stadschiefern wurde in erster Linie auf einen Vergleich mit amerikanischen Eozänformen, im besonderen mit jenen von Trinidad B.W. I., abgestellt. Letztere sind dem Autor aus eigener Anschauung bekannt, sie sind zudem publiziert worden (CUSHMAN & RENZ, 1948). Für einen Grossteil der gefundenen Fauna konnte eine gute Übereinstimmung mit den amerikanischen Formen festgestellt werden. Nach Möglichkeit wurde aber auch versucht, die Stadschieferfauna mit Hilfe älterer Arbeiten (D'ORBIGNY, REUSS, NEUGEBOREN usw.), die europäische Tertiärforaminiferen zum Gegenstand haben, zu bestimmen. Häufig scheint auch hier eine gute Übereinstimmung zu bestehen, zuverlässige Vergleiche wurden aber durch die oft zu schematischen Darstel-

lungen der in Frage kommenden Arten erschwert. In verschiedenen Fällen musste wegen Mangel an genügend Material, oder unvollständig erhaltenen Exemplaren, vorläufig mit Generabestimmungen allein Vorlieb genommen werden. Für gewisse der aufgeführten Spezies wären vielleicht neue Benennungen berechtigt. Dem vorläufigen Charakter der Arbeit entsprechend und in Anbetracht der nicht vollständigen Literaturvergleiche wurde aber davon abgesehen.

Die meisten der im folgenden aufgeführten Arten können im „Catalogue of Foraminifera“ (ELLIS & MESSINA, 1940–1950) nachgeschlagen werden. Jeder Spezies wurden zudem Referenzen leicht zugänglicher Literatur beigelegt, wo die einzelnen Typen abgebildet und teilweise auch näher beschrieben sind. Die Foraminiferen des besprochenen Stadschiefermusters (Bo. 169) werden im Geologischen Institut der ETH. und Universität Zürich deponiert.

Familie Rhizamminidae

Gattung Bathysiphon M. SARS, 1872

Bathysiphon eocenica CUSHMAN & HANNA

Bathysiphon eocenica CUSHMAN & HANNA, Proc. Calif. Acad. Sci. ser. 4, vol. 16, no. 8, 1927, p. 210, pl. 13, figs. 2, 3. — CUSHMAN & STONE, Special Pub. 20, Cushman Lab. Foram. Res., 1947, p. 2, pl. 1, fig. 1 (mit Liste). — Bermudez, Special Pub. 25, Cushman Lab. Foram. Res., 1949, p. 47, pl. 1, figs. 1, 2.

Formen, die mit dieser Spezies übereinstimmen, sind nicht selten. Bekannt aus dem Eozän beider Amerikas.

Familie Lituolidae

Gattung Haplophragmoides CUSHMAN, 1910

Vereinzelte Exemplare dieser Gattung stehen der als *Haplophragmoides* cf. *scitulum* (H. B. BRADY) beschriebenen Form nahe. Das ursprünglich von BRADY als rezent beschriebene *Haplophragmium scitulum* weicht aber von den vorliegenden Formen deutlich ab und es liegt daher möglicherweise eine neue Spezies vor.

Familie Textulariidae

Gattung Spiroplectammina CUSHMAN, 1927

Spiroplectammina dentata (ALTH)

Textularia dentata ALTH, Naturw. Abh., Wien, Bd. 3, Abh. 2, 1850, p. 262, pl. 13, fig. 13.

Spiroplectammina dentata (ALTH), CUSHMAN & RENZ, Special Pub. 24, Cushman Lab. Foram. Res., 1948, p. 12, pl. 2, fig. 15.

Selten. Gut vergleichbar mit den u. a. aus dem Eozän von Trinidad beschriebenen Exemplaren.

Gattung Vulvulina D'ORBIGNY, 1826

Vulvulina chirana CUSHMAN & STONE

Vulvulina chirana CUSHMAN & STONE, Special Pub. 20, Cushman Lab. Foram. Res., 1947, p. 4, pl. 1, fig. 11.

Das einzige gefundene Exemplar entspricht dieser aus Peru beschriebenen Spezies gut, steht aber auch *Vulvulina jarvisi* CUSHMAN nahe.

Familie Valvulinidae

Gattung *Dorothia* PLUMMER, 1931

Dorothia subglabra (GÜMBEL)

Gaudryina subglabra GÜMBEL, Abh. k. bay. Akad. Wiss., München, Cl. II, vol. 10, 1870, p. 602, pl. 1, figs. 4a, b.

Dorothia subglabra (GÜMBEL), CUSHMAN, Special Pub. 8, Cushman Lab. Foram. Res., 1937, p. 86, pl. 9, figs. 12–14.

Die wenigen, nicht sehr gut erhaltenen Exemplare lassen sich am besten mit den von CUSHMAN gegebenen Figuren vergleichen, weniger jedoch mit GÜMBELS Originalzeichnung, die stilisiert erscheint.

Familie Lagenidae

Neben Globigeriniden sind in den Stadschiefern die Lageniden zahlenmässig am häufigsten vertreten. Es wurden *Robulus*, *Dentalina*, *Nodosaria*, *Pseudoglandulina* und *Saracenaria* festgestellt.

Gattung *Robulus* MONTFORT, 1808

Robulus intermedius (D'ORBIGNY)

Robulina intermedia D'ORBIGNY, Gide et Comp., Paris, 1846, p. 104, pl. 5, figs. 3–4.

Formen, die mit der Originalfigur gut übereinstimmen, sind häufig.

Robulus stelliferus (CZJZEK)

Robulina stellifera CZJZEK, Naturw. Abh., Wien, Bd. 2, Abth. 1, 1848, p. 142, pl. 12, figs. 26–27.

Das einzige Exemplar lässt sich gut mit der Originalfigur dieser Spezies vergleichen.

Gattung *Dentalina* D'ORBIGNY, 1826

Bruchstücke, die zu der nahe miteinander verwandt erscheinenden Gruppe *Dentalina inornata* D'ORBIGNY — *D. mucronata* NEUGEBOREN — *D. orbignyana* NEUGEBOREN — *D. reussi* NEUGEBOREN gehören dürften, sind häufig.

Gattung *Nodosaria* LAMARCK, 1812

Vereinzelte Bruchstücke sind der Gruppe *Nodosaria raphanistrum* (LINNÉ) zuzuweisen.

Gattung *Pseudoglandulina* CUSHMAN, 1929

Die wenigen gefundenen Exemplare lassen sich am besten mit den folgenden, wahrscheinlich nahe zusammengehörenden Arten vergleichen: *Pseudoglandulina strobilus* (REUSS), *P. insica* (NEUGEBOREN), *P. conica* (NEUGEBOREN), *P. ovula* (D'ORBIGNY). Alle diese Formen wurden ursprünglich unter *Glandulina* beschrieben.

Gattung *Saracenaria* DEFRANCE, 1824

Saracenaria hantkeni CUSHMAN

Saracenaria hantkeni CUSHMAN, Special Pub. 16, Cushman Lab. Foram. Res., 1946, p. 14, pl. 3, fig. 21 (mit Liste). — CUSHMAN & RENZ, Special Pub. 24, Cushman Lab. Foram. Res., 1948, p. 21, pl. 4, fig. 13 (mit Liste).

Die wenigen Exemplare entsprechen gut dieser aus dem Obereozän weit bekannten Art. Sie scheinen aber auch grosse Ähnlichkeit zu *Saracenaria acutauricularis* (FICHTEL & MOLL) aufzuweisen.

Familie *Heterohelicidae*

Gattung *Gümbelina* EGGER, 1899

Gümbelina goodwini CUSHMAN & JARVIS

Gümbelina goodwini CUSHMAN & JARVIS, Contr. Cushman Lab. Foram. Res., vol. 9, 1937, p. 69, pl. 7, figs. 15, 16 (mit Liste).

Das einzige gefundene Exemplar entspricht dieser Art gut. In Trinidad auf das Ober- und Mitteleozän beschränkt.

Familie *Buliminidae*

Gattung *Bulimina* D'ORBIGNY, 1826

Bulimina alazanensis CUSHMAN

Bulimina alazanensis CUSHMAN, Journ. of Pal., vol. 1, 1927, p. 161, pl. 25, fig. 4. — CUSHMAN & PARKER, U. S. Dept. of the Interior, Geol. Survey paper 210-D, 1947, p. 103, pl. 24, figs. 14-16 (mit Liste). — CUSHMAN & RENZ, Special Pub. 24, 1948, p. 25, pl. 5, figs. 14, 15.

Die sehr kleinen Exemplare lassen sich gut mit dieser Art vergleichen. Sie ist aus dem Eozän und Oligozän bekannt, ähnliche Formen gehen aber bis rezent. Gute Übereinstimmung besteht auch mit *Bulimina truncana* GÜMBEL, die aus verschiedenen Eozänvorkommen Europas und Amerikas beschrieben ist.

Bulimina bradyi WEINZIERL & APPLIN

Bulimina bradyi WEINZIERL & APPLIN, Journ. of Pal., vol. 3, 1929, p. 404, pl. 43, fig. 7. — CUSHMAN & PARKER, U. S. Dept. of the Interior, Geol. Survey paper 210-D, 1947, p. 94, pl. 22, fig. 3.

Die zahlreichen Exemplare dieser Spezies zeigen morphologisch grosse Ähnlichkeit zu *Bulimina jacksonensis*, sind aber im Gegensatz zu dieser nur etwa halb so gross und weisen mehr Längsrippen auf. Erstmals aus dem Claiborne-Eozän von Texas beschrieben.

Bulimina jacksonensis CUSHMAN

Bulimina jacksonensis CUSHMAN, Contr. Cushman Lab. Foram. Res., vol. 1, 1925, p. 6, pl. 1, figs. 6, 7. — CUSHMAN & PARKER, U. S. Dept. of the Interior, Geol. Survey paper 210-D, 1947, p. 97, pl. 22, figs. 14-16 (m Liste).

Diese Art, die in wenigen Exemplaren gefunden wurde, ist eine ausgezeichnete Leitform für Obereozän. — Jacksonian.

Bulimina jarvisi CUSHMAN & PARKER

Bulimina jarvisi CUSHMAN & PARKER, Contr. Cushman Lab. Foram. Res., vol. 12, 1936, p. 39, pl. 7, figs. 1a-c. — CUSHMAN & PARKER, U. S. Dept. of the Interior, Geol. Survey paper 210-D, 1947, p. 100-101, pl. 23, fig. 10; pl. 24, fig. 1 (mit Liste).

Diese Art scheint auf Eozän und evtl. unterstes Oligozän beschränkt zu sein.

Gattung Bolivina D'ORBIGNY, 1839**Bolivina salebrosa BANDY**

Bolivina salebrosa BANDY, Bull. Amer. Pal. Ithaca, N.Y., vol. 32, no. 131, 1949, p. 129, pl. 25, fig. 6.

Vereinzelte kleine und schwierig bestimmbare Exemplare lassen sich am besten mit dieser aus dem Ober- bis Mitteleozän beschriebenen Art vergleichen.

Bolivina striatellata BANDY

Bolivina striatellata BANDY, Bull. Amer. Pal. Ithaca, N.Y., vol. 32, no. 131, 1949, p. 129, pl. 24, figs. 8a, 9a.

Einige kleine Formen lassen sich dieser aus dem Obereozän beschriebenen Art zuweisen.

Familie Rotaliidae**Gattung Gyroidina D'ORBIGNY, 1826**

Ein vereinzelt Exemplar, das *Gyroidina soldanii* D'ORBIGNY nahesteht, wurde beobachtet.

Gattung Parella FINLAY, 1939**Parella mexicana (COLE)**

Pulvinulinella culter CUSHMAN, Journ. of Pal. vol. 1, 1927, p. 167, pl. 26, figs. 8, 9.

Pulvinulinella culter (PARKER & JONES), var. *mexicana* COLE, Bull. Amer. Pal. vol. 14, no. 51, 1927, p. 31, pl. 1, figs. 15, 16.

Parella mexicana (COLE), CUSHMAN & RENZ, Special Pub. 24, Cushman Lab. Foram. Res., 1948, p. 35, pl. 7, figs. 9, 10 (mit Liste).

Die zahlreichen Exemplare lassen sich gut mit dieser aus dem Eozän — Miozän beschriebenen Art vergleichen.

Familie Cassidulinidae**Gattung Cassidulina D'ORBIGNY, 1826****Cassidulina globosa HANTKEN**

Cassidulina globosa HANTKEN, K. Ungar. Geol. Anst., Mitt. Jahrb., Budapest, Bd. 4, Heft 1, 1875, p. 64, pl. 16, figs. 2a, b.

Vereinzelte, nicht sehr gut erhaltene Exemplare entsprechen dieser Art gut.

Familie Globigerinidae

Gattung Globigerina D'ORBIGNY, 1826

Globigerina mexicana CUSHMAN

Globigerina mexicana CUSHMAN, Contr. Cushman Lab. Foram. Res., vol. 1, 1925, p. 6, pl. 1, fig. 8. — BERMUDEZ, Special Pub. 25, Cushman Lab. Foram. Res., 1949, p. 279, pl. 21, fig. 44 (mit Liste).

Diese Art wird in den Stadschiefern häufig angetroffen. Sie ist in Trinidad auf das Ober- und Mitteleozän beschränkt und wird von zahlreichen andern Lokalitäten ebenfalls aus diesen Niveaux beschrieben.

Globigerina ouachitaensis HOWE & WALLACE var. *senilis* BANDY

Globigerina ouachitaensis HOWE & WALLACE var. *senilis* BANDY *Globigerina ouachitaensis* HOWE & WALLACE, var. *senilis* BANDY, Bull. Amer. Pal. Ithaca, N.Y., vol. 32, no. 131, 1949, p. 121, pl. 22, fig. 5.

Eine Anzahl Globigerinen lassen sich am ehesten mit dieser aus dem Obereozän und Oligozän beschriebenen Varietät vergleichen.

Globigerina yeguaensis WEINZIERL & APPLIN

Globigerina yeguaensis WEINZIERL & APPLIN, Journ. of Pal., vol. 3, 1929, p. 408, pl. 43, figs. 1a, b.

Formen, die gut dieser Art entsprechen, sind häufig. Sie wurde erstmals aus dem Mitteleozän von Texas beschrieben.

Familie Globorotaliidae

Gattung Globorotalia CUSHMAN, 1927

Globorotalia (Turborotalia) centralis CUSHMAN & BERMUDEZ

Globorotalia centralis CUSHMAN & BERMUDEZ, Contr. Cushman Lab. Foram. Res. vol. 13, 1937, p. 26, pl. 2, figs. 62–65. — BERMUDEZ, Special Pub. 25, Cushman Lab. Foram. Res., 1949, p. 284, pl. 22, figs. 30–32.

Globorotalia (Turborotalia) centralis CUSHMAN & BERMUDEZ, Contr. Cushman Lab. Foram. Res., vol. 25, 1949, p. 44, pl. 8, figs. 19–21 (mit Liste).

Dies ist eine häufige und charakteristische Art. In Trinidad und Cuba auf Ober- und Mitteleozän beschränkt.

Einzelne Formen von Alpnach-Stad entsprechen auch gut der *Globorotalia centralis* ähnlichen *Globigerina increbescens* BANDY. Diese Spezies, ebenfalls aus dem Ober- und Mitteleozän beschrieben, gehört generisch zu *Globorotalia (Turborotalia)*.

Familie Anomalinidae

Gattung Anomalina D'ORBIGNY, 1826

Anomalina bilateralis CUSHMAN

Anomalina bilateralis CUSHMAN, U. S. Dept. of the Interior, Geol. Survey paper 129-E, 1922, p. 97, pl. 21, figs. 1–2. — CUSHMAN & RENZ, Special Pub. 24, Cushman Lab. Foram. Res., 1948, p. 41, pl. 8, figs. 11, 12.

Ein einzelnes Exemplar entspricht gut dieser aus dem Eozän und Oligozän bekannten Form.

Gattung *Planulina* D'ORBIGNY, 1826

Zwei schlecht erhaltene Exemplare lassen sich dieser Gattung zuweisen und stehen wahrscheinlich *Planulina marialana* HADLEY nahe.

Gattung *Cibicides* MONTFORT, 1808

Cibicides americanus (CUSHMAN), var. *antiquus* (CUSHMAN & APPLIN)

Truncatulina americanus CUSHMAN, var. *antiquus* CUSHMAN & APPLIN, Bull. Amer. Assoc. Petr. Geol., vol. 10, pt. 1, no. 2, 1926, p. 179, pl. 9, figs. 12–13.

Cibicides americanus (CUSHMAN), var. *antiquus* (CUSHMAN & APPLIN), CUSHMAN & TODD, Contr. Cushman Lab. Foram. Res., vol. 21, 1945, p. 104, pl. 16, figs. 21, 22 (mit Liste). — CUSHMAN & RENZ, Special Pub. 24, Cushman Lab. Foram. Res., 1948, p. 42, pl. 8, fig. 26.

Diese Art ist in den Stadschiefern ziemlich häufig. Sie wurde u. a. aus dem Obereozän von Trinidad beschrieben.

Einige weitere Kleinforaminiferen, welche zur Hauptsache zu den Rotaliiden und Anomaliniden gehören dürften, konnten wegen zu schlechtem Erhaltungszustand der meist seltenen Exemplare noch nicht näher bestimmt werden.

Literatur

- BENTZ, F. (1948): *Geologie des Sarnersee-Gebietes*. Ecl. geol. Helv. 41.
 CUSHMAN, J. A., & RENZ, H. H. (1948): *Eocene Foraminifera of the Navet and Hospital Hill Formations of Trinidad*, B. W. I. Special Pub. 24, Cushman Lab. Foram. Res.
 ELLIS, B. F., & MESSINA, A. R. (1940–1950): *Catalogue of Foraminifera*. Amer. Mus. Nat. Hist., New York.
 FURRER, M. (1949): *Der subalpine Flysch nördlich der Schrattenfluh (Entlebuch, Kt. Luzern)*. Ecl. geol. Helv. 42.
 GLAESSNER, M. F. (1945): *Principles of Micropalaeontology*. Melbourne.
 HEDBERG, H. D. (1937): *Stratigraphy of the Rio Querecual Section of North-Eastern Venezuela*. Bull. Geol. Soc. Amer. 48.
 HEIM, ALB. (1921): *Geologie der Schweiz*. Bd. II/1.
 LAYNE, N. M. (1950): *A Procedure for shale disintegration*. Micropaleontologist, 4, No. 1.
 LE ROY, L. W. (1948): *The Foraminifer Orbulina universa D'ORBIGNY, a suggested Middle Tertiary time indicator*. J. Pal. 22, No. 4.
 SODER, P. A. (1949): *Geologische Untersuchung der Schrattenfluh und des südlich anschliessenden Teiles der Habkern-Mulde (Kt. Luzern)*. Ecl. geol. Helv. 42.
 TEICHERT, C. (1950): *Zone concept in stratigraphy*. Bull. Amer. Assoc. Petr. Geol. 34, No. 7.

Zur Geologie des Bologneser Apennins zwischen Reno- und Idice-Tal

zusammengestellt von **Carl Wiedenmayer** (Fornovo-Taro/Frauenfeld)

Mit 4 Textfiguren und 3 Tafeln (VI—VIII)

Inhaltsverzeichnis

I. Einleitung	116
II. Stratigraphie	117
A. Beschreibung der Formationen	117
1. Argille Scagliose	117
2. Obere Kreide	119
3. Loiano-Molasse	121
4. Banchi Rossi	122
5. „Tongriano“	123
6. Anconella-Molasse	123
7. Langhiano	124
8. Helvétien	124
9. Tortonien	125
10. Messiniano	125
11. Plaisancien	126
12. „Astiano“	127
B. Allgemeine Bemerkungen zum Tertiärprofil von Bologna	128
C. Vergleich mit benachbarten Sedimentationsräumen	129
1. Tertiär des Romagna-Apennins	129
2. Tertiär des Po-Beckens nördlich von Bologna	130
3. Das Toskanische Tertiärprofil	130
III. Tektonik	131
A. Die Pianoro-Senke	132
1. Gestalt der Senke	132
2. Entwicklung der Senke	132
B. Die Paderno-Struktur	134
1. Allgemeine Bemerkungen	134
2. Geologische Beobachtungen	134
3. Die Schwere-Anomalie von Paderno	137
4. Versuchsbohrungen bei Paderno	138
5. Tektonische Deutungsversuche	139
IV. Zusammenfassung	142
Sommario	142
Literatur	143

Verzeichnis der Textfiguren

Fig. 1. Stratigraphisches Sammelprofil des Bologneser Apennins zwischen dem Reno- und Idice-Tal	118
Fig. 2. Stratigraphische Profile des Bologneser Apennins	120
Fig. 3. Schematisches Profil durch die Paderno-Struktur südlich von Bologna, 1:50 000 ..	135
Fig. 4. Verschiedene Deutungen für die Entstehung eines Ton-Diapirs	141

Verzeichnis der Tafeln

Taf. VI. Geologische Karte des Bologneser Apennins zwischen Reno- und Idice-Tal 1:50 000.
Taf. VII. Schwerekarte des Bologneser Apennins 1:75 000.
Taf. VIII. Schematisches Profil durch den Bologneser Apennin 1:50 000.

I. Einleitung

Im Auftrag der *Società Petroliфера Italiana*, einer Tochtergesellschaft der *Standard Oil Co. of New Jersey*, hat der Schreibende mit einem Stab von geübten Geologen, Paläontologen und Geophysikern die Exploration des hier behandelten Gebietes übernommen und geleitet. Der *Standard Oil Co. (N. J.)* gebührt unser Dank für die Erlaubnis der Publikation dieser Forschungsergebnisse. Die Beschreibung schließt nicht das ganze von unserer Gruppe untersuchte Gebiet ein, wohl aber den Teil des Bologneser Apennins, welcher für die Stratigraphie der Nordseite des Toskanisch-Emilianischen Apennins besonders charakteristisch ist.

Es existieren wenig zusammenhängende Beschreibungen des Nord-Apennins. Dies mag zurückzuführen sein auf eine uneinheitliche und deshalb unübersichtliche Stratigraphie. Als besonders schwierig erweist sich aber auch die tektonische Analyse dieses nördlichsten Teiles des Apennins.

In den Nachkriegsjahren hat sich unsere Kenntnis über die Geologie des Gebietes als Folge weiterer regionaler Untersuchungen noch mehr vertieft. Leider haben sich die Mitarbeiter vollkommen zerstreut. Die Arbeit, welche zu unserer Beschreibung geführt hat, ist in der Hauptsache folgenden Herren zu verdanken:

MAX L. PASSANTE, aus Rom, jetzt in den USA.

RUDOLF TOTH, aus Wien, gestorben in einem russischen Kriegsgefangenenlager

VICTOR PETERS, aus Wien, jetzt in Columbien

TINO LIPPARINI, jetzt in Rom, beim „Servizio Geologico“

VICTOR SCHEFFER, aus Budapest, jetzt wieder in Ungarn.

Die geologische Erkenntnis ist auf Grund der geologischen und gravimetrischen Aufnahmen, der mikropaläontologischen Studien und einiger Versuchsbohrungen der *Società Petrolifera Italiana* genügend fundiert, um ein zusammenhängendes, immerhin etwas skizzenhaftes Bild vermitteln zu können. Die Feldarbeit wurde in den letzten Monaten des Jahres 1939 von M. PASSANTE begonnen. Er hatte früher die subapenninische Zone weiter westlich untersucht. Die wesentlichsten Arbeiten wurden im Jahre 1940 durchgeführt, wobei R. TOTH den südlichen und östlichen Teil untersuchte. T. LIPPARINI hat teilweise allein, teilweise mit TOTH und PASSANTE zusammen die Aufnahmen erweitert. Die saubere Einteilung der Formationen gelang hauptsächlich auf Grund der sorgfältigen mikropaläontologischen Untersuchungen von V. PETERS.

Als Basis für die geologische Aufnahme dienten die folgenden topographischen Blätter im Masstab von 1:25 000 des Istituto Geografico Militare.

Casalecchio di Reno		Fo. 87. II. NO.
Bologna		Fo. 87. II. NE.
Sasso Marconi		Fo. 87. II. SO.
Pianoro		Fo. 87. II. SE.
Loiano		Fo. 98. I. NO.
Monterenzio		Fo. 98. I. NE.

Die gravimetrischen Messungen der Società Petrolifera Italiana, welche das ganze Gebiet des Bologneser Apennin umfassen, wurden unter der Leitung von Ing. V. SCHEFFER im Juli bis Dezember 1939 ausgeführt. Diese Untersuchungen erstreckten sich auch über angrenzende Gebiete, weit über das dargestellte Kartenbild. Die vermessenen Gravimeterstationen liegen auf Höhen von 20 bis 900 m über Meeresniveau. Am dichtesten ist das Vermessungsnetz im Bereich der Paderno-Anomalie.

Das beschriebene Gebiet ist leicht erreichbar, die Aufschlüsse sind im allgemeinen sehr gut. Fast alle Formationen sind arm an Makrofossilien, während die Mikrofossilien, wenigstens in einzelnen Stufen, Faunengruppen liefern, welche für die relative Altersbestimmung gut zu gebrauchen sind.

II. Stratigraphie

A. Beschreibung der Formationen

(vgl. Fig. 1)

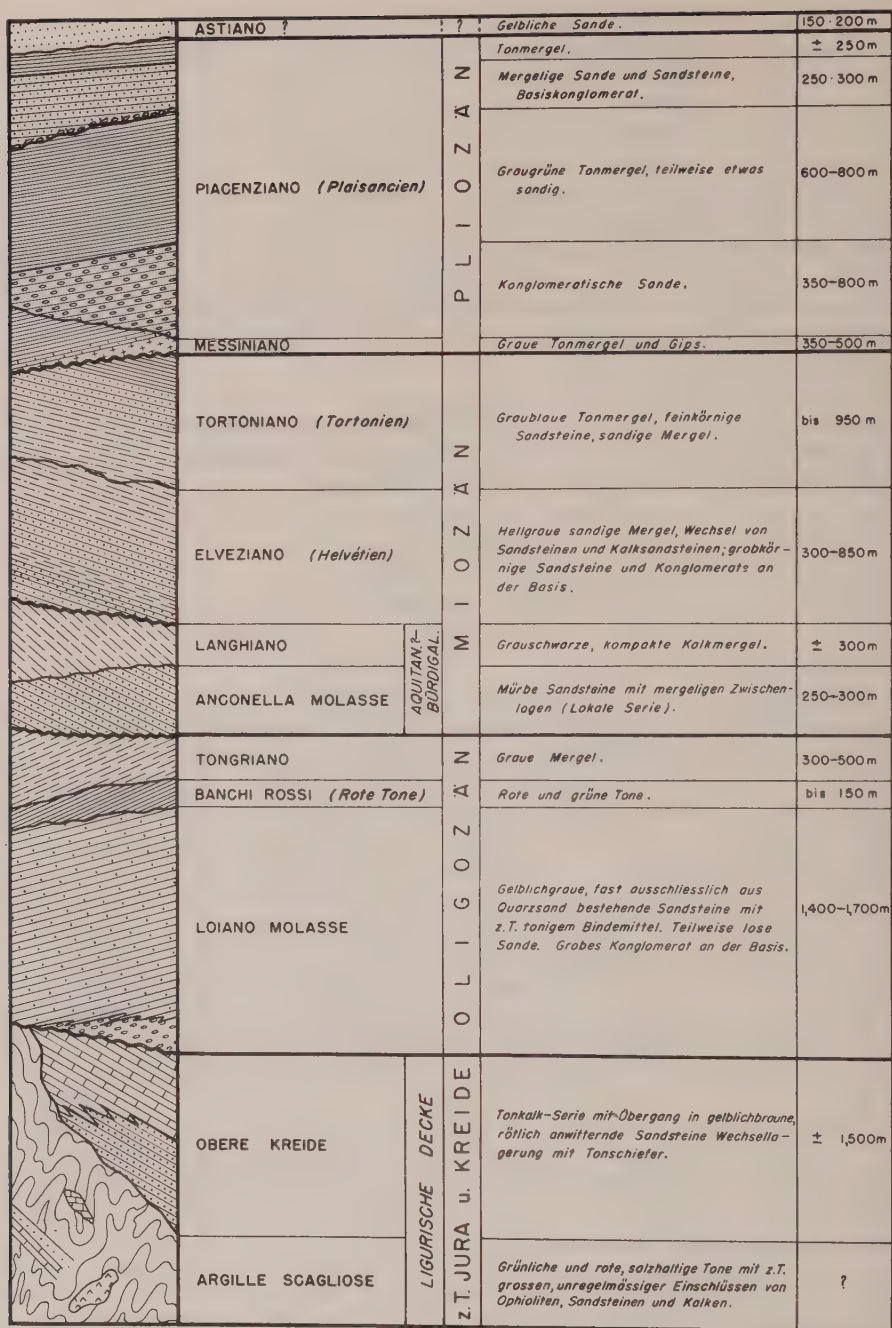
1. Argille Scagliose

Diese Formation ist besonders charakteristisch für den Nord-Apennin. Die auf der ganzen Front wie auch im Bologneser Gebiet vorkommenden Argille Scagliose sind nicht an Ort und Stelle abgelagert worden, sondern wurden von Süden her durch eine tektonische Gleitbewegung bis an den Rand des Apennins verfrachtet. Sie gehören zu der „Ligurischen Serie“. Mit dieser Bezeichnung wird auf deren fremde Herkunft aus einem nicht klar zu umschreibenden Ligurischen Sedimentationsraum hingewiesen.

Zur Hauptsache bestehen die Argille Scagliose aus einem tonigen Material. Diese Tone haben einen sehr hohen Gehalt an Salzen, eine Eigenschaft, die zum Teil für deren Fliessbewegung verantwortlich gemacht werden kann. Im Frühling, wenn die Formation austrocknet, sind Salzausblühungen überall an frischen Aufschlüssen zu beobachten. Es sei auch auf die starke Quelfähigkeit hingewiesen, welche offenbar auf den Gehalt von bentonitischen Tonmineralien zurückzuführen ist. Eine chemisch-petrographische Untersuchung der Argille Scagliose wäre eine dankbare Aufgabe.

Der eigenartige Charakter der Argille Scagliose ergibt eine Erklärung für deren Transport über weitere Strecken, deren Diapirbewegungen und der internen Fliess-Struktur. Diese Formation erleichterte auch die passive Verfrachtung grösserer Massen der ligurischen Ober-Kreide und posttektonischer jüngerer Sedimente, indem sie als Gleithorizont dient.

Die Argille Scagliose, d. h. das reine Tonmaterial, enthalten sozusagen keine Mikrofauna. Die Altersbestimmung ist deshalb schwierig. Im südlichen Teil des Bologna-Apennins (ausserhalb der Karte, Tafel VI) ist diese Formation gekennzeichnet durch das Vorkommen von Ophiolithen, dergestalt, dass die Ophiolithe sozusagen als Charakteristikum dieser Formation aufgefasst werden („Ophiolith-formation“). Verbunden mit diesen Ophiolithen hat man auch Calpionellenkalke gefunden, so dass das Alter der Argille Scagliose vielleicht bis in den Oberen Jura



Unterlage unbekannt.

Fig. 1. Stratigraphisches Sammelprofil des Bologneser Apennins zwischen dem Reno- und Idice-Tal.

reicht. Zum grössten Teil dürfte diese Formation aber in die Untere und Mittlere Kreide zu stellen sein. Dieses Alter ergibt sich aus einigen seltenen Fossilfunden in den mitgeführten Kalken, sowie aus einigen seltenen Globotruncanen.

Die Argille Scagliose sind in veränderlichem Masse gefüllt von eckigem Blockschutt von feinem und grobem Material, welcher vorwiegend aus Kalken, Mergelkalken besteht, ferner aus Sandsteinen und sandigen Mergeln. Die Kalkbrocken und Blöcke sind z. T. mechanisch stark beansprucht, zerbogen, ausgewalzt, zerspritzt, sekundär durch Kalzit wieder verkittet, mit Kratzspuren gezeichnet.

Dieser Blockschutt hat eine sehr heterogene Herkunft. Zum Teil stammen die Mergelkalke aus einzelnen Zwischenlagen in den Tonen selbst, oder, besonders die Sandsteine und die z. T. sandigen Kalke, aus eingeschlucktem Material vom Hangenden der Argille Scagliose (Obere Kreide), oder als Schürflinge verfrachtet aus dem Liegenden der Argille Scagliose-Gleitbahn. Diese letzteren bestehen aus Kalken, z. T. globigerinenführend, welche lithologisch dem Eocaen (wahrscheinlich Mittlerem und Unterem) entsprechen. Diese Eocaen-Kalke könnten ein Hinweis sein auf die eocaene Unterlage dieser Gleitmasse. Eine solche Auffassung wird bestätigt durch gewisse Beobachtungen in der Provinz Parma, wo eine eocaene Masse grossen Ausmasses als Halbfenster aus der Ligurischen Serie heraussteicht.

Die primäre Mächtigkeit der Argille Scagliose kann infolge der starken Durchbewegung nicht bestimmt werden. Im Randgebiet des Bologneser Apennins handelt es sich wahrscheinlich um eine randliche Aufhäufung dieser „Fliegsdecke“.

Die Argille Scagliose bilden in mancher Hinsicht eine eigenartige Formation. Im Aussehen wären sie manchmal mit einer tonigen Grundmoräne zu vergleichen oder mit dem tonig brecciösen Material, das man als Auswurf aus grossen Schlammvulkanen kennt. Eigentümlicherweise enthalten die Argille Scagliose oft Gas- und seltener Erdölspuren. Südwestlich von Bologna, im Samoggia-Tal, sind auch Ozokerit-Spuren bekannt geworden. Es handelt sich aber in jedem Falle um eingewanderte Kohlenwasserstoffe.

Tiefe Bohrungen in den Argille Scagliose am nördlichen Apenninen-Rand haben gewöhnlich grosse Schwierigkeiten zu überwinden, welche bedingt sind durch Nachfall des Gesteins und besonders durch das Schwellen der Argille Scagliose. In diesem Zusammenhang mag auch auf die ganz besonderen Schwierigkeiten hingewiesen werden, die sich beim Bau des Direttissima-Tunnels, der Eisenbahnlinie Bologna–Prato–Florenz, ergaben. Der Vortrieb war durch das Schwellen der Argille Scagliose und durch Austritte von Erdgas sehr stark behindert.

2. Obere Kreide.

Eine mächtige, sehr monotone Gesteinsfolge, welche der Oberen Kreide zugeteilt wird, ist im südlichen Bologneser Apennin weit verbreitet. Sie besteht aus gut geschichteten Tonmergelkalken von hellgelben und graublauen Farben mit Zwischenlagen von dunkleren grauen Schiefermergeln. Diese Serie ist besonders charakteristisch im Gebiet des Monte Venere, südlich Monzuno, zwischen dem Setta- und Savena-Tal. An der Basis dieser kalkigen Serie beobachtet man ziemlich feinkörnige Sandsteine, welche die kalkigen Sedimente gegen Süden in fortschreitendem Masse ersetzen. Die Monte-Venere-Serie geht südlich unseres Kartengebietes in die Monghidoro-Serie über. Harte und zum Teil mürbe Sandsteine, gelblich-braun und rötlich anwitternd, erscheinen in Wechsellagerung mit meist dunkelgrauen Schiefermergeln.

Die Mächtigkeit dieser Ober-Kreide-Serie erreicht etwa 1500 m.

Die Kalke, Sandsteine und Schiefermergel haben in unserem Gebiet weder eine Makro- noch Mikrofauna geliefert. Ältere Autoren beschreiben allerdings das

Vorkommen von *Inoceramus* in dieser Kreideserie. Unsere Geologen haben solche Fossilien (wahrscheinlich *Inoceramus cristi*, MANT.) nur in einer entsprechenden Kalkschieferserie im Monfestino-Plateau des Modeneser Apennins festgestellt. Die Montevenere-Kalke werden deshalb gewöhnlich ins Senonien gestellt.

An der Basis äquivalenter, ebenfalls *Inoceramus* führender Kalke tritt im Parma-Apennin (Monte Cassio) ein eigenartiges, polygenes Konglomerat auf. Dessen Komponenten bestehen aus Gesteinen, die vielleicht von der korsischen Masse her stammen. Dieses Basal-Konglomerat deutet auf eine Transgression der Ober-Kreide.

Diese Ober-Kreide gehört zusammen mit den Argille Scagliose in die Ligurische Serie. Im Gegensatz zu den äusserst stark gestörten Argille Scagliose ist die kalkige und sandige Masse viel weniger gestört, und sie breitet sich wie ein schief gestelltes Plateau über den bewegten Argille Scagliose aus. Die Ober-Kreide ist passiv auf dem Rücken der Argille Scagliose verfrachtet worden. Randliche und interne Störungen, vielleicht auch Überkippungen im Süden sind als Stauchbewegungen zu betrachten.

Nirgends im Nord-Apennin scheinen die Ophiolithe die Ober-Kreide erreicht zu haben.

3. Loiano-Molasse

Diese Schichtserie tritt fast ausschliesslich im Bologneser Apennin auf. Deren Vorkommen ist normal und zwischen der Umgebung von Loiano bis zum Setta-Tal verhältnismässig wenig gestört. Weiter westlich und südwestlich ist eine sonderbare Block-Tektonik zu beobachten. Es ist sehr auffallend, dass die so mächtige und charakteristische Formation eine derart lokale Entwicklung zeigt.

Im Modeneser Apennin hat diese Formation südlich von Pavullo eine beschränkte Verbreitung. In den nördlichen Randgebieten ergibt sich aus dem Studium der gravimetrischen Karte die Annahme, dass dieser Formation vielleicht unter einer sekundären Argille-Scagliose-Überflutung eine bedeutendere Ausdehnung zukommt.

Auf alle Fälle ist die gesicherte Einreihung der Loiano-Masse in das stratigraphische Profil des Bologneser Apennins von regionaler Bedeutung.

Die Loiano-Molasse ist eine vorwiegend sandige Sedimentgruppe, die nach oben und unten scharf abgegrenzt ist. Hauptbestandteile sind meist lose, molasseartige Sande, in welchen grob- bis mittelkörniger Quarz vorherrscht. Glimmer fehlt. Das Bindemittel ist tonig und in gewissen Lagen sind Tonmergel-Zwischenlagen mit guter Schichtung zu beobachten. Die Sandsteine sind zum Teil wenig geschichtet, zum Teil grobbankig. Vorherrschende Farben sind hell graugelb, oder hellgrau bis grünlich in den tonigen Zwischenlagen.

Die Basis dieser Serie ist bei Loiano und Monzuno durch ein grobes, etwa 500 m mächtiges Basalkonglomerat gekennzeichnet. Ausnahmsweise kommt hier auch ein etwas kalkiges Bindemittel in den Sandsteinen vor, welches zur Bildung grosser Knauer führte. Die Komponenten des Konglomerates sind oft über kopfgross, seltener mit Durchmessern bis zu einem Meter. Die Sortierung ist sehr ungleich. Zwischen den Konglomeratbänken setzen gelegentlich wieder Sandsteine ein. Die Gerölle stammen zum grossen Teil von der Unterlage, d. h. der Ligurischen Serie. Es finden sich aber ausser Kreidekalken und Sandsteinen auch Granit, Gneis und andere Tiefengesteine, deren Herkunft unbekannt ist. Im allgemeinen ist die Sedimentation einer vorwiegend sandigen Serie wie der Loiano-Masse als erste post-tektonische Ablagerung auf die ortsfremden Ligurischen Gesteine etwas schwer zu erklären. Es ist nicht zu erkennen, wie die Kalke und die mehr feinkörnigen Sande

oder Sandsteine der Ober-Kreide diese mächtige Ablagerung hätten speisen können. Nicht von der Hand zu weisen ist eine Sedimentschüttung von Norden oder Nordosten. Genauere sedimentpetrographische Untersuchungen wären sehr erwünscht.

Die grösste gemessene Mächtigkeit der Loiano-Molasse beträgt ungefähr 1700 m. Es ist nicht ausgeschlossen, dass nordwärts noch grössere Mächtigkeiten vorhanden sind.

Der Fossilinhalt der Loiano-Molasse ist äusserst spärlich. Einzelne Fossiltrümmer finden sich zwischen dem grobklastischen Material der Basisschichten. Grosse, offenbar aufgearbeitete *Nummuliten*, unter denen *Nummulites gizehensis* bestimmt wurde, stammen sehr wahrscheinlich von einer erodierten mittel-eocaenen Oberfläche. In höheren Lagen, etwa 500–700 m über der Basis, wurden seltene Vorkommen von kleineren, offenbar zu der Serie gehörenden *Nummuliten* und *Lepidocyclus* gefunden und von T. LIPPARINI bestimmt als:

Lepidocyclus (*Nephrolepidina*) *Tournoueri*, LEMOINE et R. DOUVILLIÉ

Lepidocyclus (*Nephrolepidina*) *Marginata*, MICHELOTTI

Lepidocyclus (*Nephrolepidina*) *Morgani*, LEMOINE et DOUVILLIÉ

Nummulites incrassatus, DE LA HARPE

Nummulites intermedius, D'ARCHIAC

Auf Grund dieser etwas spärlichen Fauna ist die Loiano-Molasse ins unterste Oligocaen, Lattorfien (Sannoisien), gestellt worden.

Diese Erkenntnis führt zum Schluss, dass die grösste Bewegung der „Ligurischen Fliegsdecke“ im Nord-Apennin in die Zeit zwischen das Mittel-Eocaen und das Unter-Oligocaen zu stellen ist. Diese Bewegung würde somit in die Pyrenäische Phase gehören.

4. Banchi Rossi

Diese Sedimentgruppe ist nicht sehr mächtig und stellt eine leicht auszuscheidende Einheit dar. Im Gegensatz zur Loiano-Molasse sind diese Schichten über den ganzen Nord-Apennin verbreitet, obwohl es sich in den meisten Fällen um örtlich beschränkte Vorkommen handelt. Früher wurden diese Banchi Rossi gewöhnlich zu den Argille Scagliose gerechnet, aber ihre reiche, leicht erkennbare Mikrofauna unterscheidet sie von den einzelnen roten Einlagerungen in den Argille Scagliose, die keine Foraminiferen enthalten.

Die Banchi Rossi bestehen fast ausschliesslich aus reinen, wenig geschichteten, bunten Tonen. Rote und grüne Farben sind vorherrschend. Die charakteristische Foraminiferenfauna deutet auf eine weit verbreitete, transgressive, marine Ablagerung hin. Wo die Loiano-Molasse fehlt, überlagern diese Tone gewöhnlich die Argille Scagliose.

Der Charakter und die Verbreitung dieser Sedimente ist derart verschieden von der Loiano-Molasse, dass die Annahme eines Unterbruchs der Sedimentation zwischen diesen beiden Formationen auf der Hand liegt. Dieser Unterbruch und die transgressive Lagerung der bunten Tone machen eine orogenetische Bewegung, möglicherweise eine regionale Senkung des Vorlandes während der Zwischenzeit sehr wahrscheinlich.

SELLI (1943–44) glaubt anhand der Bestimmung einer Mikrofauna aus einem isolierten Vorkommen von Banchi Rossi beim Passo della Abbadessa (östlich des Idice-Flusses), südöstlich von Bologna, auf ein eocaenes Alter schliessen zu müssen. Diese Auffassung ist von PETERS und GANDOLFI (1948) korrigiert worden.

Tatsächlich sind die Banchi Rossi in unserem Bologna-Profil vom liegenden Unter-Oligocaen durch eine ausgesprochene Diskordanz getrennt, während im Han-

genden der Schichtverband mit dem „Tongriano“ nahezu normal ist und auch der Verwandtschaftsgrad der Mikrofauna mit der stratigraphisch höheren Serie bedeutend näherliegt.

Die Banchi Rossi dürften in das Mittlere Oligocaen zu stellen sein.

Für die Banchi Rossi des Bologneser Apennins ist eine maximale Mächtigkeit von etwa 200 m angenommen worden.

5. „Tongriano“

Es ist vor auszuschicken, dass dieser Formationsname in Italien allgemeine Anwendung gefunden hat. Er bezieht sich mehr auf einen lithologischen Begriff als auf eine Stufenbezeichnung. In der europäischen Stratigraphie wird der Begriff des „Tongrien“ nicht mehr allgemein angewandt. In Italien fehlen aber noch die Grundlagen, um einen Ersatz für dieses nachgerade traditionelle „Tongriano“ einzuführen.

Das Tongriano ist ähnlich wie die Banchi Rossi eine weit verbreitete Formation des Nord-Apennins, obwohl beide Schichtstufen meist in unzusammenhängenden Komplexen vorkommen. Im Bologneser Apennin ist seine Beziehung zum Liegenden und zu den überlagernden Formationen gut ersichtlich, mit Ausnahme jener Vorkommen, die in die unruhige Tektonik der Argille Scagliose miteinbezogen sind.

Das Tongriano unseres Gebietes hat einen lokalen Faziescharakter. Während im Nord-Apennin Sandsteine, sogar Konglomerate vorherrschend sind und mergelige Zwischenlagen oft einen kleineren Teil der Schichten bilden, ist das Tongriano zwischen dem Reno- und Idice-Tal ausschliesslich durch aschgraue Mergel vertreten. Es tritt deshalb auch topographisch wenig hervor.

Östlich des Idice werden die Schichten wieder sandiger, d. h. es erfolgt ein Übergang in feinsandige Mergel, unreine graue Sande und einzelne Lagen von Sandsteinen. Im Gebiet der Paderno-Struktur erscheint das Tongriano in kleineren Fetzen und in halbverschluckten und verschuppten Synklinalen auf den Argille Scagliose. Sandsteine und Sande sind hier wieder die gewöhnliche Erscheinung.

Die Tongrianomergel enthalten eine gute Mikrofauna, welche eine gewisse Affinität zu jener der Banchi Rossi aufweist. Beide Einheiten sind voneinander ordentlich scharf getrennt. Sie sind auf alle Fälle das Produkt verschiedener Sedimentationsbedingungen. Der Ablagerung des Tongriano muss eine Hebung vorausgegangen sein, welche Anlass gab zu ausreichender Erosion. Die Sandsteine enthalten auch viel Material der Ligurischen Serie mit reichlichen Serpentin-(Ophiolith-)Körnern oder -Geröllen.

Das Tongriano zusammen mit den Banchi Rossi gehört wahrscheinlich dem Mittel-Oligocaen an.

Die grösste Mächtigkeit des Tongriano kann im beschriebenen Gebiet auf 500 m geschätzt werden.

6. Anconella-Molasse

Diese Ablagerungen sind von sehr beschränkter Ausdehnung und sozusagen nur in dem hier beschriebenen Apennin bekannt. Wahrscheinlich handelt es sich um eine Fazies des Unteren Langhiano.

Die Schichtserie besteht aus mächtigen Bänken von mürbem, z. T. wenig zementiertem Sandstein, welcher sehr homogen, mittelkörnig und gut sortiert ist. Die Farbe ist hellgelb bis hellgrau. Nur eine dürftige Foraminiferenfauna wurde in tonigen Zwischenlagen gefunden. Es sind darin keine für das Alter diagnostische Fossilien gefunden worden. Im Gegensatz zur Loiano-Molasse enthalten die Sand-

steine etwas Glimmer und ein kalkiges Bindemittel. Neben mergeligen Einschaltungen können auch einige härtere Sandsteinschichten beobachtet werden.

Das Vorkommen der Anconella-Molasse kann mit der Verbreitung der Loiano-Molasse im Bologneser Apennin in Zusammenhang gebracht werden. Sie hat sich aus der Abtragung der letzteren entwickelt.

Mit der Ablagerung der Anconella-Molasse setzt eine neue Sedimentationsphase ein. Dieser muss eine bedeutende orogenetische Bewegung vorausgegangen sein. Tatsächlich existiert zwischen dem Langhiano und dem Mittel-Oligocaen allgemein eine ausgesprochene Winkeldiskordanz und wahrscheinlich auch ein Hiatus in der Sedimentation. Dies ergibt sich daraus, dass im Emilianischen Apennin, zwischen Bologna und Piacenza, keine Formation ausgeschieden worden ist, welche dem Stampien entsprechen würde. Mangels guter Leitfossilien ist allerdings die Altersbestimmung der ober-oligocaenen Sedimente hier sehr schwierig.

Bei der oben erwähnten Winkeldiskordanz bleibt es unmöglich, genau nachzuweisen, welche Stufen des Oligocaens und Miocaens fehlen. Es ist auch schwer zu bestimmen, ob und bis zu welchem Grade es sich um einen Unterbruch in der Sedimentation handelt, oder ob das Fehlen auf eine Abtragung des Liegenden zurückzuführen ist.

Für die Anconella-Molasse ist (in der Nähe von Anconella) eine Mächtigkeit von 250–350 m berechnet worden.

7. Langhiano

Das Langhiano im engeren Sinn ist eine im ganzen Nord-Apennin verbreitete und leicht erkennbare Formation, welche offenbar einer Phase der marinen Sedimentation in tieferem Wasser entspricht. Damit kann man auf eine vorausgehende, bedeutende Senkung des Apenninen-Vorlandes schliessen.

Die Kennzeichen des Langhiano im Nord-Apennin sind konstant. Es handelt sich um graue, hell anwitternde, z. T. etwas splitterige homogene, kalkige Mergel, oft ohne klare Schichtung. Klüftungen zeigen manchmal eine dunkle Manganhaut.

Die Foraminiferenfauna ist reichlich entwickelt, genügt aber nicht für eine exakte Altersbestimmung dieser Formation, so dass die Frage offen bleibt, ob dieses Langhiano dem Burdigalien oder dem Aquitanien entspricht. Ihre Stellung im Schichtverband spricht eher für eine miocaene Zugehörigkeit (Burdigalien).

In dem beschriebenen Gebiet ist die Mächtigkeit des mergeligen Langhiano sehr reduziert, offenbar auf Kosten der ungewöhnlichen Entwicklung der Anconella-Molasse-Sande. Westwärts kann man aber eine Zunahme der Mächtigkeit feststellen und deren Maximum kann mit etwa 300 m angegeben werden.

In einem Aufschluss (bei Monte Castellari) nördlich Anconella lässt sich eine klare Winkeldiskordanz zwischen der liegenden Molasse und den Mergelschichten beobachten. Anderswo sind die Kontakte nicht gut aufgeschlossen. Viel klarer festzustellen ist eine starke winklige Transgression im Dach des Langhiano.

Die geringe Mächtigkeit des Langhiano im hier behandelten Gebiet, das Auftreten einer lokalen Diskordanz und schliesslich die Entwicklung der Anconella-Molasse selbst weisen darauf hin, dass das Langhiano in dieser Gegend in einem Sedimentationsraum zur Ablagerung gelangte, der sich in Hebung befand.

8. Helvétien

Diese Formation ist im Emilianischen Apennin weit verbreitet und erstreckt sich gelegentlich zusammenhängend über grössere Gebiete. Für den Verband mit anderen Formationen sind die Verhältnisse im Bologneser Apennin sehr instruktiv.

Mit der Ablagerung des Helvétien setzt wiederum eine neue Sedimentationsphase mit weiträumiger Transgression ein.

Das Helvétien ist das Produkt einer Sedimentation in einem wenig tiefen Meer. Fazielle Wechsel sind deshalb häufig, auch sind Veränderungen im vertikalen Sinn eine charakteristische Erscheinung.

Ganz lokal, im Idice-Tal, südlich Bisano, setzt das Helvétien ein mit molasseartigen Sanden, welche weniger gut sortiert sind als die Anconella-Molasse. Offenbar handelt es sich auch hier um die Wiederablagerung von Loiano-Molasse-Material. Einige spärliche Mergelzwischenlagen enthalten schon eine Helvétien-Mikrofauna, so dass diese lokale „Bisano-Molasse“ ohne weiteres in diese Stufe eingereiht werden kann.

Die Schichtfolge des Helvétien ist in aufsteigendem Sinn gewöhnlich die folgende: Wenig schiefrige Mergel, Kalksandsteinschichten mit mergeligen Zwischenlagen, sandige Mergel. Hellgraue Farben herrschen in der ganzen Serie vor, nur in einzelnen Lagen stellen sich glauconitführende Schichten ein, welche der Serie eine grüne und z. T. gelblich-braune Farbe geben.

Das Helvétien ist als Stufe genügend bekannt und deren Alter ist durch eine bekannte Makrofauna schon früh festgestellt worden. Im Bologneser Apennin erwies sich die Gegend bei Bisano, im Idice-Tal, als fossilreich.

Die transgressive Ablagerung des Helvétien bringt es mit sich, dass die unteren Lagen nicht immer vorhanden sind. Die Formation scheint eine etwas ungleich erodierte Unterlage zu bedecken. Daher ist auch die Mächtigkeit ziemlich variabel.

Eine reichliche Ablagerung ist zwischen der Futastrasse und dem Idice-Tal zu erkennen; hier erreicht das Helvétien über 800 m Dicke. Eine maximale Mächtigkeit ergibt sich für das Gebiet des Renotales, besonders westlich von Marzabotto. Im Gegensatz dazu ist die Sedimentation im Gebiet der Paderno-Struktur – wie zu erwarten – am spärlichsten gewesen.

9. Tortonien

Diese Stufe ist im Gebiete des Emilianischen Apennins viel weniger verbreitet als das Helvétien. Sie findet sich hauptsächlich in der nördlichen Randzone des Apennins, und das Vorkommen auf der Südseite der Pianoro-Senke ist eines der südlichsten Vorkommen.

Das Tortonien ist meist durch graublaue tonige Mergel vertreten. Gute, aber räumlich begrenzte Aufschlüsse finden sich im Savena-Tal und östlich von Monterumici. An der Basis finden sich graue, sehr foraminiferenreiche Tonmergel. Diese wechseln nach oben in bläuliche Mergel, welche *Hydrobia* enthalten, und zeigen schon den Übergang an in eine lagunäre Fazies.

Zwischen dem Zena- und Idicefluss ändert sich das Tortonien, indem sich mehr sandige Sedimente einstellen. Die basalen Mergel sind stark reduziert. Es folgt darauf eine Wechsellagerung von grauen, unreinen Sandsteinen mit sandigen Mergeln.

Bei Castelnovo di Bisano erreicht das Tortonien die Mächtigkeit von 700 bis 950 m. Im Bereich der Paderno-Struktur ist das Tortonien reduziert und erreicht maximal 140 m.

Diese Formation ist vom Helvétien im Liegenden durch eine schwache Diskordanz getrennt. Nach oben ist sie abgeschnitten durch die regionale Transgression des Messiniano, beziehungsweise des Plaisancien.

10. Messiniano

Diese Schichtserie findet sich meistens beschränkt auf dem Rand des Nord-Apennins gegen die Poebene. Die Streichrichtung des gefalteten Messiniano erweckt

den Eindruck, dass sie der allgemeinen Streichrichtung des Apennins entspreche. Im Bologneser Apennin ist das Messiniano von Nordosten her auch in die Pianoro-Senke vorgedrungen, ist aber nur noch in deren östlichem Teil, hauptsächlich östlich des Idice-Tales, erhalten geblieben oder aufgeschlossen.

Das Messiniano wurde abgelagert, nachdem sich das Pobecken schon zur Hauptsache in die gegenwärtige Lage verlegt hatte. Die scharfe Winkeldiskordanz an der Basis dieser Formation kommt besonders südlich von Bologna klar zum Ausdruck, und auch die stufenmässige Transgression der einzelnen Pliocaengruppen ist leicht zu erkennen.

Südlich von Bologna setzt das Messiniano mit grauen, mehr oder weniger sandigen Tonmergeln ein. Eingeschaltet finden sich mächtige, linsig verteilte Körper von Gips in grobkristallinem Aggregat. Gelegentlich lassen sich Lagen von grauen bis gelblich-weißen Tönen erkennen. Die Foraminiferenfauna ist ziemlich reichhaltig.

In der Pianoro-Senke, östlich des Idice-Tales, ist das Messiniano mehr durch unreine Sande und Sandsteine mit Tonmergelzwischenlagen vertreten.

Westlich und südlich der Pianoro-Senke setzt das Messiniano aus und ist wahrscheinlich nicht mehr abgelagert worden.

Auf Grund der Foraminiferen kann dem Messiniano keine bestimmte Altersstufe zugeschrieben werden. Da es nach unten durch eine regional verbreitete Diskordanz von den eigentlichen miocaenen Formationen getrennt ist, nehmen wir im Allgemeinen für diese Serie unter-pliocaenes Alter an. In Wirklichkeit leitet dieselbe einen neuen Sedimentationszyklus ein. Weiter im Osten bei Cesena ist aber die Transgression nicht mehr scharf, und das sogenannte „Messiniano“ dürfte hier auch das Sarmat mit einschliessen, während diese letztere Stufe im Bologneser Gebiet wahrscheinlich fehlt.

Für eine bessere Definierung des Unter-Pliocaens sollte vorerst noch eine exaktere Basis geschaffen werden.

Im Gebiet von Bologna erreicht das Messiniano eine Mächtigkeit von 350 bis 500 m. Die Mächtigkeit unterliegt grösseren Schwankungen. Dies ist teilweise bedingt durch die Ablagerung auf eine bucklige Unterlage, zum grösseren Teil aber durch die Transgression des Plaisancien nach vorhergegangener Erosion.

11. Plaisancien

Diese Stufe ist am Rand des Nord-Apennins beinahe überall als eine einheitliche, leicht erkennbare Tonmergelserie bekannt. Im Apenninischen Raum südlich von Bologna kann diese Stufe leicht in 3 Unterabteilungen aufgeteilt werden.

Im südöstlichen Teil der Pianoro-Senke ist das Plaisancien mit einer klaren Winkeldiskordanz auf die Tortonienmergel und z. T. auf das Helvétien abgelagert. Das Messiniano setzt hier aus, mit Ausnahme der lokalen Entwicklung im Idice-Tal. Dieses unterste Pliocaen ist als eine Folge von Tonmergeln entwickelt, leicht sandig und von grauer Farbe. Es wurde vom Liegenden hauptsächlich durch die klar erkennbare Änderung der Mikrofossilfauna getrennt.

Nach oben schalten sich Konglomeratbänke ein, doch ist der Schichtverband nicht klar zu erkennen. Man könnte manchmal geneigt sein, diese untersten Mergelbänke als randliche Vertretung der vorwiegend konglomeratischen Ablagerungen aufzufassen, welche östlich und nördlich von Monterumici eine weite Verbreitung aufweisen. In einer Helvétien-Synklinale, welche vom Setta-Tal gegen Marzobotto streicht, erscheinen wieder die untersten Plaisancienmergel. Ihre Stellung ist hier allerdings ungewiss, und es ist nicht ausgeschlossen, dass es sich um einen Mergel

komplex handelt, der über die Monterumici-Konglomerate zu liegen kommt. Der Schichtverband ist auch hier nicht besonders klar zu erkennen.

Der markanteste Teil der unteren Plaisancien-Serie besteht aus einem strandnahen, vielleicht kontinentalen Konglomerat, das auch Pflanzenreste geliefert hat. Die Gerölle werden bis faustgross, bestehen zum grössten Teil aus Kalken und sind z. T. in einer gelblichen, sandigen Grundmasse eingebettet. Dieses Konglomerat ist im allgemeinen gut verkittet und bildet verschiedene markante Höhenzüge und scharfe Bergrücken. Meist lässt sich nur geringe Schichtung beobachten. Aufwärts verändert sich diese Serie in kiesige, gelbliche Sandsteine und Sande mit guter Schichtung.

Durchschnittliche Mächtigkeiten variieren von 350–800 m.

Eine mittlere Serie besteht vorwiegend aus unreinen, tonigen Sanden mit Übergang in sandige Mergel. Diese Schichten stellen die Hauptmasse der Plaisancien-Sedimentation in der Pianoro-Senke dar, mit einer Mächtigkeit von etwa 800 Metern. Die Serie ist ziemlich regelmässig geschichtet.

Die oberste Plaisancien-Serie liegt transgressiv über dem mittleren Teil und besteht aus gelblich-grauen, küstennahen Sanden. Die Basis weist Konglomerate auf. Die Geröllschüttung wird aufwärts spärlicher, und reine Sande charakterisieren den oberen Teil. Die Konglomerate der Basis bestehen aus Kalk- und Sandsteingeröllen, maximal von Faustgrösse. Sie sind womöglich noch besser verkittet als die unteren Konglomerate des basalen Plaisancien; auch die Schichtung ist deutlicher ausgebildet.

Die oberen Sande sind hell-gelblich gefärbt mit dunkleren Oxydationsfarben. Sie weisen mittlere Korngrösse auf. Eingeschaltet finden sich einige dünne Mergeltonne, welche an das typische Plaisancien des Apenninrandes erinnern. Für das sandige Ober-Plaisancien charakteristisch sind die scharfen und bizarren Erosionsformen zwischen dem Savena- und Reno-Tal. Die Mächtigkeit dieser Serie misst 600–800 m.

Zu erwähnen bleibt noch, dass das Ober-Plaisancien der Pianoro-Synklinale, d. h. die konglomeratischen und sandigen Schichten eine reiche Makrofossilfauna führen.

Auf dem Nordschenkel der Paderno-Struktur erscheint das Plaisancien in mergeliger toniger Form, wie es für den Südrand der Po-Senke charakteristisch ist. Bezüglich des Alters herrscht die Auffassung vor, dass es sich hierbei um oberstes Plaisancien handelt. Es ist beschränkt auf die Nordseite der Paderno-Struktur. Die maximale Mächtigkeit kann mit 200–250 m angegeben werden.

12. „Astiano“

Vieles ist am Südrande der Po-Senke zu Unrecht als „Astiano“ bezeichnet worden. Diese Feststellung lässt sich aus den Ergebnissen der zahlreichen, in den letzten Jahren abgeteuften Gasbohrungen ableiten, durch die ein bedeutender Fortschritt in der Stratigraphie des marinen Quartärs und des Ober-Pliocaens der Po-Senke erzielt worden ist. Weitere Studien sind indessen immer noch zu erwarten. Es besteht aber jetzt schon berechtigter Grund zu der Annahme, dass die gelben Sande der Bologneser Gegend, welche das Plaisancien überlagern, nicht mehr ins Tertiär zu stellen sind.

Die Aufschlüsse sind in unserem Gebiet meist ungenügend, und die Stellung des sogenannten „Astiano“ kann hier nicht besonders erörtert werden. Es mag bemerkt sein, dass dieses „Astiano“ offenbar auf das Plaisancien transgrediert. Es zeigt bei Bologna ein deutliches Einfallen, welches gelegentlich in Baugruben oder andern künstlichen Aufschlüssen gemessen werden kann, sofern diese Formation genügend

Schichtung aufweist. Es handelt sich aber meist um gelbe und bräunlich-gelbe, vorwiegend lose und wenig geschichtete Sande.

Eine reiche, marine Molluskenfauna ist in dieser Schichtfolge von von RUGGIERI (1941) bei Imola, am Ausgang des Santerno-Tales, 34 km ESE von Bologna, beschrieben worden. Auf Grund seiner paläontologischen Befunde wird diese Serie ins Siciliano gestellt, d. h. den obern Teil des marinen Quartärs der Po-Ebene.

B. Allgemeine Bemerkungen zum Tertiärprofil von Bologna

Die Stratigraphie der Gegend südlich von Bologna, in der Emilia-Region, zeichnet sich durch dreierlei sehr eindruckliche Eigenschaften aus: Die grosse Gesamtmächtigkeit der Sedimente mit vorwiegendem Anteil von grob- und feinklastischen Elementen, die unruhige Aufeinanderfolge der Formationen und Formationseinheiten, d. h. die vielfach wiederholte Bewegung des Sedimentationsraumes; das Fehlen eines an der Oberfläche aufgeschlossenen zusammenhängenden Eocaenprofils, nicht nur in der Gegend von Bologna, sondern im gesamten Bereich des Emilia-Apennins, mit Ausnahme einzelner tektonisch noch nicht genau erfasster Fenster (Bobbio, S. von Piacenza) und Halbfenster (Monte Sporno, S. von Parma).

Die Mächtigkeit der gesamten beschriebenen Serien vom Unter-Oligocaen bis ins schwach gefaltete marine Unter-Quartär beträgt etwa 8600 m. Man ist versucht einzuwenden, dass die kumulative Mächtigkeit nicht der an irgendeiner Stelle im Gebiet von Bologna tatsächlich vorhandenen Gesamtmächtigkeit entspricht, dass vielmehr eine schindelmässige Ablagerung der Sedimente stattgefunden hat. Die Achse der Sedimentationströge hätte sich mit fortschreitender Bewegung im Laufe der Zeit von Süden nach Norden verlagert.

Diese Auffassung hat sicherlich eine Berechtigung. Beim Betrachten der Schwerekarte (hauptsächlich von ganz Nord-Italien) bemerkt man aber, dass die Gegend südlich des Paderno-Aufbruches, d. h. die Pianoro-Senke, offenbar einen Teil der Po-Senke darstellt. Seismische Reflektionsmessungen nördlich und östlich von Bologna ergaben aber Sedimentmächtigkeiten über dem Kalksockel (Eocaen, Paleocaen und Ober-Kreide) des Pobeckens, welche mindestens 8000 m erreichen. Es ist darum nicht ausgeschlossen, dass auch in der Pianoro-Senke mit solchen Mächtigkeiten gerechnet werden muss.

Westlich des Reno-Tales scheint wenigstens oberflächlich das Oligocaen zu fehlen. Die Banchi Rossi und das Tongriano erscheinen hauptsächlich in mehr oder weniger verklemmten Synklinalen, welche den Eindruck erwecken, dass diese Formationen mit der später weiter vordringenden Ligurischen Decke mitverfrachtet worden sind. Über ausgedehnte Gebiete sieht man, besonders im nördlichen Teil des Emilianischen Apennins, das Miocaen über das Liguricum transgredieren. Trotzdem setzt sich das Schweredefizit in noch ausgeprägterem Masse westwärts von Pianoro fort.

Es liegt beinahe auf der Hand, dass die älteren Sedimente der Posenke hier unter der Argille sich weiterentwickeln, wie dies P. DORE (1941-42) vermutet hat. Im Parma-Apennin gehen die Beobachtungen so weit, dass man sogar eine sekundäre Eindeckung auch des Helvétien nachweisen kann. Zwangsläufig kommt man dadurch zu einer Stockwerktektonik, wobei einzelne Formationen durch sandwichartige Einschaltungen von Fließmassen getrennt sind. Dies erschwert die stratigraphische Erkenntnis in ganz bedeutendem Masse.

Es scheint uns, dass die Verhältnisse im Bologneser Apennin als Grundlage eines gesamtstratigraphischen Bildes des Nord-Apennins betrachtet werden kön-

nen; allerdings fehlt hier die Möglichkeit, auch die genaue Sequenz des Eocaens abzuleiten.

Es liegt auf der Hand, dass die Stratigraphie des Nord-Apennins grundlegend verschieden ist von derjenigen der südlichen Alpen. Es ist diejenige eines unruhigen Vor-Tiefs und könnte am besten mit dem schweizerisch-bayrischen Molassetrog verglichen werden. Indessen reicht das bisherige Beobachtungsmaterial noch nicht aus, um sich über die Sedimentationsbedingungen im Emilianischen Apennin ein genügend klares Bild machen zu können. Ungeklärt ist in vielen Fällen die Herkunft der Sedimente, die Schüttungsrichtung, die Gestalt und Ausdehnung der Sedimentationsräume, oder mit andern Worten die Paläogeographie der Meere. Derartige Beziehungen scheinen einem vielfachen Wechsel unterworfen gewesen zu sein. Auf alle Fälle möchten wir vor oberflächlichen Rückschlüssen warnen, da noch allzu viele Bausteine fehlen, um ein solides Gesamtbild aufzubauen. Insbesondere sei auf die Wünschbarkeit von sedimentpetrographischen Untersuchungen der Sande und von Analysen der Konglomerate aufmerksam gemacht. Solche Studien könnten noch unerwartete Ergebnisse zutage fördern.

C. Vergleich mit benachbarten Sedimentationsräumen

Es wird für lange Zeit noch sehr schwierig sein, das Tertiärprofil von Bologna mit solchen von relativ nahe benachbarten Gebieten in einen klaren Einklang zu bringen.

1. Tertiär des Romagna-Apennins

Etwa 30 km südöstlich von Bologna, im Santerno-Tal und von hier ostwärts, ist die Tertiärstratigraphie, besonders was das Miocaen anbelangt, nur noch schwer mit demjenigen von Bologna zu vergleichen. Lithologische Merkmale und Mächtigkeiten haben sich gründlich geändert. Es ist dies das Gebiet des Romagna-Apennins.

Die Sedimentationsfazies ist derart verschieden, dass man auf eine trennende Schwelle oder irgend eine tektonisch bedingte Scheidung schließen muss. In der Tat weisen gewisse Anzeichen, besonders in der gravimetrischen Aufnahme, auf eine tiefliegende Störungslinie, welche wir als „Sillaro-Pietramala-Linie“ bezeichnen möchten. Sie zieht von NNW gegen SSW quer durch den nördlichen Apennin und könnte am ehesten einer Bruchstufe des Untergrundes entsprechen. Westlich davon scheint eine Schwelle im Untergrund wenigstens zeitweise bestanden zu haben. Diese könnte „Monterenzio-Schwelle“ benannt werden. Mangels entsprechender Aufschlüsse an der Oberfläche werden diese Bezeichnungen als relativ vage Begriffe angenommen werden müssen, solange man sich nicht auf bessere und genauere Forschungsmethoden stützen kann.

Oberflächlich ist das Gebiet vom unteren Sillaro-Tal bis nach Pietramala, beim Futapass, gekennzeichnet durch ein breites Aufquellen mächtiger Argille Scagliose-Massen, welche natürlich jegliche tiefere Tektonik verdecken.

Im Tertiärprofil des Romagna-Apennins gehen die Miocaen-Formationen meist ohne scharfe Trennung ineinander über, d. h. Tortonien, Helvétien und Langhiano sind nicht mehr durch Transgressionen und Diskordanzen getrennt. Die gesamten Serien bestehen aus einer Wechsellagerung von schiefrigen Mergeln und Sandsteinen, alles gut geschichtet. Das Mengenverhältnis von Mergel zu Sandsteinen wechselt nicht nur im vertikalen stratigraphischen Sinn; sondern auch von Tal zu Tal. Leithorizonte, bzw. charakteristische Faunenzonen konnten bis jetzt nicht ausgeschieden werden, wenigstens nicht solche, die über weitere Distanzen beständig wären.

Sicheres Oligocaen, welches dem Tongriano oder älteren Formationen entsprechen würde, erscheint im angrenzenden Romagna-Apennin nirgends an der Oberfläche.

Die Mächtigkeit des Helvétien-Langhiano überschreitet offenbar 2000 Meter.

Somit kann festgestellt werden, dass eine genaue stratigraphische Korrelation zwischen dem Bologneser und Romagna-Apennin nicht möglich ist.

2. Tertiär des Po-Beckens nördlich von Bologna

Die Stratigraphie dieses Sedimentationsraumes, der nördlich des Paderno-Aufbruches einsetzt, ist bis jetzt ein unbeschriebenes Blatt. Dieses Gebiet ist von einer mächtigen Quartärdecke bedeckt, welche vielleicht 1000 m erreichen kann. Nur tiefe Explorationsbohrungen könnten hier Licht in die Verhältnisse bringen.

Nördlich des tiefen Trogos von Bologna, auf der Ferrara-Schwelle, haben einige tiefe Versuchsbohrungen auf eine starke Verdünnung des Tertiärprofiles hingewiesen. Die Bohrdaten sind aber noch nicht allgemein zugänglich, und weitere Bohrungen müssten noch besser dokumentiertes Material beibringen und eine genauere Verarbeitung erlauben.

3. Das Toskanische Tertiärprofil

Es ist vor auszuschicken, dass unsere Aufnahmen auf bedeutende Überschiebungen hinweisen, die sowohl den Romagna-Apennin als auch den Bologneser Apennin von der Toskana trennen. Damit ist schon darauf hingedeutet, dass eine direkte Korrelation der Tertiärprofile schwer zu erreichen ist. Wir müssen uns mit einigen wenigen Beobachtungen begnügen, um so mehr als die Società Petrolifera Italiana sich der Sedimentärbecken der Toskana wenig angenommen hat.

Der Umweg führt uns durch den südlichen Romagna-Apennin über den Muraglione-Pass (65 km SE von Bologna) ins Gebiet von San Godenzo und Dicomano und die Mugello-Talschaft (Sieve-Fluss).

Es mag vorausgeschickt sein, dass im Tertiärprofil der Toskana paleogene Stufen vorherrschen und dass monotone Sandsteinserien mit Schiefermergelzwischenlagen das Profil beherrschen. Fossilien, aus denen sich das Alter ableiten liesse, sind selten. Die Toskanischen Sandsteinmassen wurden deshalb mit dem Sammelnamen „Macigno“ bezeichnet. Es ist dies mehr ein lithologischer Begriff als ein Altersbegriff. Der Hauptteil des Macigno wurde bis vor kurzem meistens dem Eocaen zugesprochen. Jetzt wird er hauptsächlich dem Oligocaen zugeteilt, und die Geologenschule der Universität Florenz, mit MERLA an der Spitze und den bekannten Apenninengeologen MIGLIORINI, SIGNORINI und AZZAROLI, bemüht sich eifrig, die Stratigraphie der Toskana durch genauere Altersbestimmungen vom hergebrachten Staub zu befreien.

Irrtümlicherweise wurden gelegentlich Sandsteinserien der Ligurischen Oberkreide als „Macigno“ bezeichnet (Monte Belvedere, W. von Porretta Terme, Sandsteinserie am N.-Portal des Direttissimo-Tunnels, M. Bastione, N. des Futta-Passes etc.). Die Bezeichnung Macigno ist ebenso verwirrend wie der Name Flysch in den Alpen, wenn er als Altersbezeichnung benutzt wurde.

Bei der Annahme, dem „Macigno“ komme allgemein eocaenes Alter zu, ging man davon aus, dass er die Unterlage des Bologneser und Modeneser Apennins bilde und benannte diese Unterlage kurzerhand als Toskanische Serie. Irrtümlicherweise wurden aber auch miocaene Sandsteinserien zum Macigno gerechnet.

Die wirklichen Verhältnisse zeigen sich am Muraglione-Pass, zwischen der Montone- und Sieve-Flussgebieten in relativ klarer Form. Von der Passhöhe des Muraglione bis nach S. Godenzo im Süden erkennt man eine mindestens 500 m

mächtige Serie von Schiefermergeln mit Sandsteinbänken in wenig gestörter Lagerung. Klein-Foraminiferen sind reichlich vorhanden; sie sind nicht sehr diagnostisch für die Altersdatierung, stimmen aber im allgemeinen mit der Langhiano fauna des Bologneser Apennins überein.

Folgt man bei San Godenzo dem Tal, welches nach Serignana führt, lässt sich eine sehr starke, steil gestellte Aufschiebung feststellen. Die Sandsteine und Mergelseries südlich davon haben einen von der Langhiano-Serie des Muraglione verschiedenen Charakter. Leitend für die südliche Serie sind die bunten, meist rötlichen Tonschiefer von Sambavello. Diese enthalten eine Mikrofauna, welche identisch ist mit derjenigen der Banchi Rossi des Bologneser Apennins.

Auf Grund dieses Befundes lassen sich die Sandsteingruppen, besonders im nördlichen Mugello, in 2 Gruppen gliedern. Die untere Gruppe entspricht der Stellung nach der Loiano-Molasse des Bologneser Apennins. Eine mächtigere Obere Gruppe, diejenige des Monte Falterona mit dem Quellgebiet des Arno-Flusses, entspricht, wenigstens zu einem gewissen Teil, dem Tongriano des Emilia-Apennins. Vielleicht umschliesst diese Sandsteinserie auch das Stampien.

Die bunten Mergelschiefer von Sambavello weisen Zwischenschichten auf von etwas grobkörnigerem Sandstein von wechselnder Mächtigkeit. Dieselben haben teilweise eine gewisse lithologische Ähnlichkeit mit der Loiano-Molasse. Es sei darum darauf hingewiesen, dass die Sambavelloschiefer nicht im engen Sinne des Wortes als Leithorizont aufzufassen sind, aber wenigstens als leitende Formation. Nach SIGNORINI sind diese Schiefer westwärts in verschiedene tektonische Schuppen aufgeteilt.

Eine auffallende Erscheinung ist das Auftreten von typischen Langhiano-Mergeln bei Vicchio im Mugello. Diese Mergel entsprechen sowohl in ihrem Aussehen als auch in ihrer Mikrofauna ganz dem mergeligen Langhiano des Emilianischen Apennins. Dies bestätigt wiederum die regionale Transgression dieser Schichtserie in einer Zeit, als die topographische Konfiguration des Apennin eine schwache und uneinheitliche Prägung hatte.

Es wäre hier noch zu erwähnen, dass BRUEREN (1941) mit seiner Beschreibung der Geologie eines Teiles des Etruskischen Apennins zwischen Florenz und Bologna versucht hat, eine Brücke zu schlagen zwischen der Toskana und dem Bologneser Apennin. Der Mangel an zuverlässigem, diagnostischem Fossilmaterial hat es nicht erlaubt, zu einer sicher fundierten Stratigraphie zu gelangen. Demzufolge hat auch die tektonische Interpretation etwas bizarre Bilder gezeitigt. Es ist dies wahrscheinlich eines der kompliziertesten Gebiete im Tosko-Emilianischen Gebirgssystem, und die Erfassung dieser Geologie verlangt die Vereinigung vieler Kräfte.

III. Tektonik

Der hier dargestellte Teil des Bologneser Apennins ist eine in tektonischer Hinsicht verhältnismässig leicht verständliche Zone des Emilia-Apennins. Die Zusammenhänge erscheinen im allgemeinen klar, und das Gebiet dürfte sich als Ausgangspunkt für weitere geologische Untersuchungen im Nord-Apennin eignen, schon wegen der ausgezeichneten Zugänglichkeit.

Wir beschränken uns im Folgenden auf die Beschreibung der wichtigsten tektonischen Einheiten und Erscheinungen des Gebietes. Damit werden aber doch schon bedeutende Probleme der Apennintektonik aufgerollt. Wir fühlen uns indes nicht herufen, die Herkunft und den Bewegungsmechanismus der Ligurischen Serie mehr als nur andeutungsweise zu behandeln.

Die beiden Hauptelemente des Gebietes sind die Pianoro-Senke und die Paderno-Struktur (vgl. Tafel VI und VIII).

A. Die Pianoro-Senke

1. Gestalt der Senke

Die Pianoro-Senke stellt sich an der Oberfläche als eine flache, ausgedehnte, unsymmetrische Synklinale dar mit einem schwachen Axialgefälle nach Westen. Der Axialverlauf ist etwas verbogen.

Diese Synklinale setzt etwas östlich der „Idice-Linie“ ein und verliert sich gewissermassen in einem weniger gefalteten Gelände etwa 7 km westlich des Reno-Flusses.

Gegen Osten ist die Pianoro-Synklinale mehr oder weniger genau begrenzt worden durch eine verdeckte Bruchstufe, welche ungefähr dem Laufe des Idice-Tales folgt. Es ist nicht leicht, dieses Bruchsystem in der Kartierung zu erfassen. Wir werden später darauf zurückkommen.

Nach Norden zu ist die Synklinale begrenzt durch eine tektonische Linie, welche als Diapirkontakt identifiziert werden kann.

Im Setta-Tal verläuft gegen Südwesten dem Tale folgend ebenfalls eine Bruchzone, welche wahrscheinlich in der Hauptsache die Miocaen- und Oligocaen-Serien erfasst.

Diese Verhältnisse bedingen bedeutende Schwierigkeiten für die Interpretation und erschweren den Versuch, eine tektonische Entwicklungsgeschichte der Pianoro-Senke zu geben. Am einfachsten liegen die Verhältnisse für die jüngsten Formationen, d. h. für das Pliocaen. Für die tieferen Stufen ist die tektonische Interpretation der Lagerungsverhältnisse sehr unsicher. Es ist anzunehmen, dass die älteren Formationen stärker durchbewegt sind, als dies auf unserem schematischen Profil dargestellt ist.

Für die Erfassung der Pianoro-Senke ist das gravimetrische Bild von grösster Wichtigkeit. Die Achse des Schwereminimums von Pianoro verläuft nördlich dieser Ortschaft und dürfte zusammenfallen mit der Linie grösster Sedimentmächtigkeit in der Pianoro-Senke. Es ist anzunehmen, dass sich die Synkinalachse mit fortschreitender Sedimentation verlagert hat.

Die zusammengesetzte Sedimentmächtigkeit in der Pianoro-Senke lässt sich nicht genau erfassen. Ein theoretisches Maximum der Schichtserie beträgt etwa 7500 m, bei der Annahme von mehr oder weniger ununterbrochener Ablagerung im Zentrum der Senke.

2. Entwicklung der Senke

Über die Entwicklungsgeschichte dieses gesamten Sedimentationsraumes können wir uns noch kein klares Bild machen. Die Meeresverbindungen vom Oligocaen bis zum Oberen Miocaen sind im allgemeinen unbekannt.

Es ist anzunehmen, dass sich der Nord-Apennin nach den ersten grossen Bewegungen am Ende des Eocaens oder während des Oberen Eocaens mehr in schwachen Aufwölbungen mit unbekannten Streichrichtungen heraushob, vielleicht auch in Form vorläufiger Cordillerenzüge.

Die Bewegung der Ligurischen Massen wurde verursacht durch diese frühe Orogenese. Wir nehmen an, dass diese Vorgänge bedingt wurden durch das starke Absinken eines ausgedehnten Gebietes, welches heute dem Emilianischen Teil des Nord-Apennins entspricht. Das Abgleiten der Massen auf wenig geneigter Unter-

lage hat sich nach unserer Auffassung zum grossen Teil unter Wasser vollzogen. Im Norden unseres Gebietes wurde die Ligurische Masse wahrscheinlich an einer Aufwölbung des eocaenen Unterbaus gestaut.

Damit ergibt sich, dass die Unterlage für die nachfolgende Sedimentation der verschiedenen Oligocaenstufen im gesamten Raum des heutigen Nord-Apennins sehr unregelmässig war. Die Annahme erscheint naheliegend, dass sich während der ganzen Oligocaenzeit viele kleinere und grössere Meeresbecken eines Archipels in unregelmässiger Verteilung ausbreiteten.

Die Ablagerungsverhältnisse haben sich im Laufe der Zeit mehrmals geändert, wie dies in der Stratigraphie unseres Gebietes ziemlich gut dokumentiert ist. Die auffallende Verschiedenartigkeit in der Zusammensetzung der aufeinanderfolgenden Oligocaensedimente deutet auch auf eine sehr verschiedene Herkunft der Schüttung. Rasche lokale Änderungen charakterisieren besonders das „Tongriano“ der Emilia, d. h. jene Schichtserien, welche am ehesten dem Mittel-Oligocaen entsprechen.

Die unruhige Zeit des Oligocaens, welche durch verschiedene Hebungen und Senkungen – sowohl regionaler als auch lokaler Art – gekennzeichnet ist, kann nur auf der Südflanke der Pianora-Senke durch stratigraphische Beobachtungen belegt werden.

Die weitverbreitete Transgression des Langhiano muss sich ursprünglich auch im Bologneser Apennin weit über die Senke von Pianoro hinaus ausgebreitet haben, doch dürfte sich diese Senke schon während dieser Zeit derart entwickelt haben, dass hier vielleicht maximale Mächtigkeiten an Sedimenten abgelagert wurden. Diese wurden auch erhalten, während am Rand der Senke, durch nachfolgende Erhebung und Erosion viel vom Langhiano wieder abgetragen wurde.

Auf diese Hebung und allgemeine Erosion folgte wiederum eine sehr ausgebreitete Transgression des Helvétien-Meeres. Tiefer gelegene Teile, oder solche, die als Senkungsgebiet vorgezeichnet waren, erhielten wiederum eine mächtigere und ununterbrochene Sedimentserie. Dies trifft offenbar auch für die Pianoro-Senke zu.

Die Tortonien-Ablagerung entspricht einem abermaligen Vordringen des obermiocaenen Meeres, welches sich in der Pianoro-Senke weit nach Süden vorschob, während anderswo im Nord-Apennin diese Stufe schon auf die randlichen Hügellzonen beschränkt ist. Wahrscheinlich hatte sich der Sedimentationstrog während dieser Stufe schon merklich verlagert.

Eine klarere Einsicht in die Entwicklung der Pianoro-Senke ist mit dem Einsetzen der Pliocaen-Sedimentation, d. h. dem Messiniano und den folgenden Formationen, zu gewinnen. Der Ablagerung des Messiniano ging eine allgemeine orogenetische Hebung voraus. Diese war für die jetzige Form des Apennins massgebend; die Messiniano-Sedimente blieben im allgemeinen auf die nördlichen randlichen Teile beschränkt.

Die Pianoro-Senke scheint von diesen Ablagerungen in seichten und lagunären Gewässern wenig Material erhalten zu haben. Das Vordringen des Meeres ist durch eine Transgression von Nordosten gekennzeichnet. Die Bruchstufe im Idice-Tal hat wahrscheinlich das Vordringen des Meeres um diese Zeit stark behindert.

Während des Plaisancien, einer Zeit, welche gekennzeichnet ist durch allgemeine Transgression nach umfassender Senkung im ganzen nördlichen Teil des Apennins, wurde die Pianoro-Senke in bedeutendem Ausmass wieder aktiviert. Im Gegensatz zum Plaisancien der Po-Senke ist diese Stufe im Pianoro-Trog in einem innerapenninischen Becken abgelagert worden. Hier war die Sedimentation jedenfalls recht kräftig und zeigt eine Faziesentwicklung, die durch das Auftreten

von sandigen und konglomeratischen Sedimenten stark vom Plaisancien des Apenninusses abweicht.

Beachtenswert sind die Diskordanzen, welche innerhalb dieser Stufe gut zu erfassen sind. Daraus ergibt sich, dass auch während dieser Pliocaenablagerung orogenetische Bewegungen stattfanden. Für die unteren Abteilungen des Plaisancien lässt sich eine Schüttung nachweisen, welche von Osten nach Westen übergreift. Dies bezeugt, dass die Pianoro-Senke um diese Zeit ein axiales Einfallen nach Osten aufwies. Die reaktivierten Brüche im Idice-Tal zeigen auf einen Abbruch nach Westen hin, also eine Bewegung im umgekehrten Sinn, als dies für die Messiniano-Zeit angenommen werden musste.

Mit fortschreitender Erhebung der „Terenzio-Schwelle“ im Osten dieser Bruchstufe wurde der Pianoro-Senke die Verbindung nach dem östlichen Po-Becken versperrt. Tatsächlich haben die jüngeren, mehr marinen Ablagerungen des Plaisancien eine Verbindung nach Westen erhalten, indem das Axialfallen der Senke diesmal nach Westen gerichtet war.

Das jüngste Plaisancien, wie es nördlich der Paderno-Struktur und besonders im Gebiet des Lavino-Tales (westlich unseres Gebietes) vorkommt, hat die Pianoro-Senke nicht mehr erreicht.

Wir nehmen an, dass die reichliche Ablagerung des zum grossen Teil klastischen Plaisancien der Pianoro-Senke in starkem Masse das Schwerebild beeinflusst.

B. Die Paderno-Struktur

1. Allgemeine Bemerkungen

Die Paderno-Struktur – für die wir hier mit Absicht diesen neutralen Namen verwenden – hat seit langem wegen ihrer besonderen Lage am Apennin-Fuss das Interesse der Geologen beansprucht. Es handelt sich im allgemeinen um einen langgezogenen Aufbruch von grösserem Ausmass, und die topographische Form vermittelt kaum den Eindruck von der tektonischen Wichtigkeit dieser Erscheinung. Deshalb gelangte man auch auf Grund der an der Oberfläche beobachteten Eigenschaften und sonderbaren Formen zu keiner gründlichen Analyse.

Erst die gravimetrische Untersuchung und eine Versuchsbohrung, die bei Paderno angesetzt worden war, haben es mit sich gebracht, dass vielerlei Deutungen versucht wurden und dass man sich mit dieser Struktur gründlicher befasst hat.

Als Leitmotiv gilt das mächtige Aufquellen der plastischen und chaotischen Argille-Scagliose-Masse, welche zum grossen Teil den Kern dieses Aufbruches bildet.

Noch sind unsere Deutungsversuche mit vielen theoretischen Ansichten umgeben. Wir dürften aber nicht fehlgehen, wenn wir den Paderno-Aufbruch mit einer Diapir-Struktur vergleichen. Nun sind aber die meisten Diapire erst durch ausgiebiges Abbohren, wie dies in Rumänien der Fall ist, bekanntgeworden. Solcherlei Untersuchungen werden aber an der Paderno-Struktur noch lange auf sich warten lassen.

Die ungewöhnlich starke positive Schwereanomalie (vgl. Tafel VII), durch welche sich die Paderno-Struktur auszeichnet, verlangt an sich schon nach einem Erklärungsversuch. Unsere Arbeit dürfte wenigstens so weit reichen, einige neue Gesichtspunkte in eine seltsame Tektonik zu bringen.

2. Geologische Beobachtungen

Die Paderno-Struktur ist ein antiklinales Element, in dem Sinn, als die Flanken der langgezogenen Aufwölbung von jüngeren Formationen gebildet werden, welche in bezug auf den älteren Kern auswärts einfallen. Die Mächtigkeit der

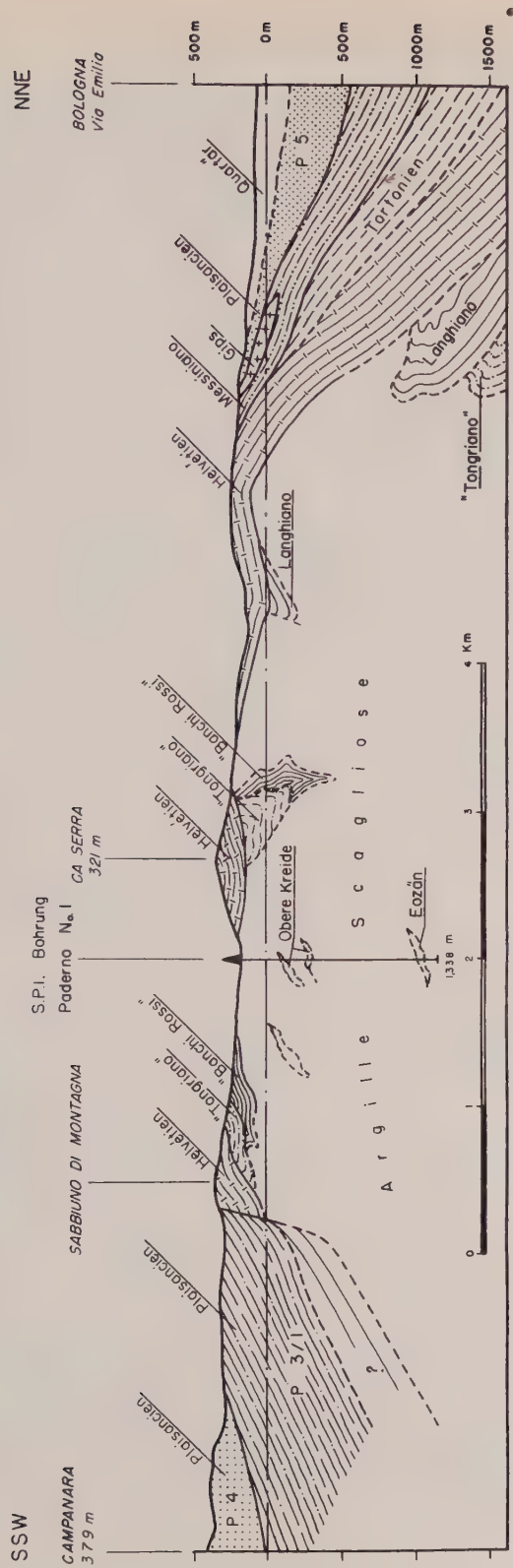


Fig. 3. Schematisches Profil durch die Paderno-Struktur südlich von Bologna. 1:50 000.

meisten Formationen nimmt in der Fallrichtung der Flanken wahrscheinlich stark zu. Man kann deshalb annehmen, dass diese Struktur im Laufe verschiedener aufeinanderfolgender Epochen fortschreitend „gewachsen“ ist.

Die Struktur ist asymmetrisch, mit im allgemeinen normaler Flankenentwicklung gegen Norden, aber mit verkürzter Flanke im Süden, bedingt durch Bruchbildung. In axialem Sinn beobachtet man ein buckliges Auf-und-Ab mit maximaler Ausbreitung des Scheitels bei Paderno.

Im Westen, längs des Reno-Flusses, scheint die Struktur abzubrechen. Dieselbe ist aber unter der noch erhaltenen miocaenen Bedeckung verborgen und setzt sich – wie dies durch die Schweremessungen bewiesen wird – in tauchender Weise nach Westen fort.

Längs der Scheitelzone der Paderno-Struktur können zahlreiche Einzelbeobachtungen gemacht werden. Wichtig für die Entwicklung der Diapirstruktur sind die mannigfaltigen Wechselbeziehungen zwischen den verschiedenen Formationen. Alles Jüngere kann auf alles Ältere von verschiedenen Stufen übergreifen. Dies erscheint manchmal regellos wie z. B. nördlich von Paderno. Es beweist eine unordentliche, d. h. von Ort zu Ort veränderliche Fliessbewegung in den einzelnen Teilen des Diapirs mit dazwischenliegenden Perioden von Abtragung. An andern Orten, wo die Argille-Scagliose-Bewegung schon durch jüngere Sedimentbedeckung abgeschirmt ist, kann man Aufschlüsse kartieren, die auf normale progressive Transgression hinweisen, wie z. B. die Linie südlich von Bologna (Bagni di Mario) bis gegen Restignano im Savena-Tal.

Wir haben versucht, aus den mannigfachen Aufschlüssen eine Entwicklungsgeschichte des Paderno-Aufbruches abzuleiten.

Wichtig ist zunächst die Beobachtung, dass nirgends im Bereich der Paderno-Struktur irgendwelche Reste der Loiano-Molasse oder dieser entsprechende Formationen gefunden wurden. Entweder ist also keine Loiano-Molasse auf jener Argille Scagliose abgelagert worden, welche sich später aufwärts bewegt hat, oder die unteroligocaenen Sedimente sind vollständig wieder abgetragen worden, bevor die Bewegung einsetzte, oder die abgesenkte und auskeilende Loiano-Molasse ist durch rückwärts fliessende Argille-Scagliose-Massen isoliert worden, so dass sie nicht mehr in spätere Bewegungen miteinbezogen werden konnte.

Die ältesten „posttektonischen“ Sedimente, d. h. jene, die ursprünglich normal auf der nördlichsten randlichen Ausbreitung der Ligurischen Serie abgelagert wurden, sind die Banchi Rossi und das „Tongriano“. Allem Anschein nach bilden diese zwei Serien westlich des Reno-Tales, soweit dies unter der Helvétien-Bedeckung zu erkennen ist, noch weit verbreitete Einheiten. Im Gebiet des Paderno-Diapirs sind diese Formationen nur noch auf Relikte beschränkt. Diese Vorkommen sind durch die späteren Bewegungen maximal beansprucht worden. Sie erscheinen als eingeschluckte oder eingewalzte Mulden, oder als Keile, die mit Argille-Scagliose-Paketen verschuppt sind.

Es kann nicht nachgewiesen werden, ob es sich um die Reste einer einst zusammenhängenden Sedimentdecke handelt, oder ob mit dem Aufstoss der Argille Scagliose-Massen, d. h. während der frühen Diapirbewegung auf einer breiten Schwelle, nur einzelne Mulden die entsprechenden Sedimente aufgenommen haben.

Das Vorkommen von Langhiano ist im Bereich der Paderno-Struktur sehr spärlich. Wir neigen zur Annahme, dass auf der schon existierenden Schwelle wenig Langhiano abgelagert wurde, obwohl es sich um eine regional transgressive Serie handelt. Im allgemeinen nimmt die Entwicklung des Langhiano östlich des Idice-Tales zu, so dass sich also die Paderno-Struktur im westlichen Teil ursprünglich mehr heraushob.

Immerhin ist auch eine starke Denudation der Langhiano-Sedimente am Anfang der Helvétien-Periode anzunehmen.

Das Helvétien ist im Bereich des ganzen Bologneser Apennins und in den benachbarten westlichen Provinzen eine ausgesprochene und weit verbreitete Transgressionsformation, welche nach starker, vorhergehender Einebnung abgelagert wurde. Die Annahme liegt nahe, dass wenigstens zeitweise das Helvétien-Meer die gesamte Paderno-Struktur überflutete. Einzelne Helvétien-Aufschlüsse im Bereich der Paderno-Aufwölbung zeichnen sich durch eine küstennahe Fazies aus, so dass auch der Diapirauftoss sich schon in den Sedimentationsverhältnissen bemerkbar machte.

Nach der Helvétien-Ablagerung setzte wiederum eine etwas bescheidenere Denudationsperiode ein. Die folgende Tortontransgression war örtlich schon mehr beschränkt, hat aber wahrscheinlich wieder die meisten Teile der Paderno-Struktur zugedeckt. An manchen Stellen hat vielleicht der Diapir-Auftrieb Schritt gehalten mit der Sedimentation auf den Flanken.

Während der Messiniano-Zeit, welche hier durch Ablagerungen in flachen, lagunären Gewässern gekennzeichnet ist, hat die Diapir-Bewegung die Oberhand behalten. Obwohl starke orogenetische Bewegungen der Messiniano-Sedimentation vorausgingen, hat offenbar eine starke Erosionstätigkeit erst später eingesetzt. Diese Zeit mag einer relativ trockenen Periode entsprechen.

Starke Erhebungen im Bereich der Paderno-Struktur haben sich gleichzeitig mit fortschreitender Sedimentation und Einsenkung, besonders auf der Südflanke, während der ganzen Plaisancienzeit vollzogen. Offenbar hat während dieser Pliocaenzeit eine Überflutung des Paderno-Aufbruches nicht mehr stattgefunden. Südlich von Bologna kann beobachtet werden, wie das Obere Plaisancien das Messiniano und z. T. das Helvétien in einer klaren Winkeldiskordanz abschneidet.

Die Diapir-Apophyse im Idice-Tal, welche sich bis zum Zena-Tal erstreckt, und die Diapir-Extrusionen westlich des Reno-Tales haben sich sehr wahrscheinlich während der Plaisancienzeit entwickelt.

Der Diapirauftrieb hat während der Quartärzeit noch weitergewirkt.

3. Die Schwere-Anomalie von Paderno (vgl. Tafel VII)

Diese positive Schwere-Anomalie, welche als eine der kräftigsten lokalen Störungen im ganzen Pobecken aufzufassen ist, erstreckt sich über eine Distanz von ungefähr 30 Kilometern, d. h. von etwa 6 km westlich von Casalecchio bis zum Sillaro-Tal etwa 23 km SE von Bologna.

Die Schwere-Anomalie erreicht ihr Maximum bei der kleinen Ortschaft Paderno, etwa 5 km SSW von Bologna. Aus dem Studium der Residualwerte ergibt sich eine Anomalie von 12 Milligal. Dieser relativ hohe Wert der Schwere-Anomalie von Paderno verleiht der geologischen Struktur eine Bedeutung, die man ihr lediglich auf Grund der Oberflächen-Geologie kaum zumessen würde. Mit dieser Feststellung erschwert sich aber auch die Aufgabe, für die Paderno-Struktur eine allgemein annehmbare Interpretation zu finden. Immerhin ist die Problemstellung genauer umrissen. Bis zu einem gewissen Teil kann diese Schwere-Anomalie erklärt werden aus dem Dichteunterschied zwischen dem die Struktur flankierenden Pliocaen und den Argille Scagliose des Kerns. Diese letzteren, besonders da sie Träger sind von Schürflingen und von Blockschutt aus dichterem Gestein, können wohl höhere Dichtewerte verzeichnen. Der Dichteunterschied genügt aber noch nicht, um eine positive Schwere-Anomalie vom Ausmass der Paderno-Anomalie zu erklären, um so mehr als auch anderswo im Nord-Apennin starke Argille-Scagliose-Anhäu-

fungen keine derartigen Anomalien bedingt haben. Es bleibt immer noch ein Dichteunterschied von 0.2 bis 0.3 übrig, welcher eine besondere Annahme verlangt.

Vorläufig ist unsere Erklärung theoretischer Natur, denn die Tiefbohrung von Paderno hat keine klaren Anhaltspunkte geliefert. Immerhin dürfte die Auffassung naheliegend sein, dass die Paderno-Anomalie hervorgerufen wird durch ein stark ausgeprägtes Struktur-Element, welches aus dichterem Gestein des Sockels, d. h. der Unterlage unter der Ligurischen Serie gebildet ist. Diese Unterlage besteht wahrscheinlich aus einem dichten Kalk des Eocaens.

Die Form dieses tiefen Strukturelementes ist nicht bekannt. Sie kann entweder einer scharfen Falte oder einer Bruchstufe des Sockels entsprechen.

Wir nehmen an, dass für einen Diapirauftrieb im Ausmass der Paderno-Struktur eine langgestreckte und scharf sich heraushebende, stauende Masse angenommen werden muss. Damit wird zugegeben, dass es sich bei der Paderno-Anomalie oder der Paderno-Struktur um einen Spezialfall handelt, der wahrscheinlich nicht häufig anzutreffen ist.

Es ist uns als Parallellfall zu Paderno nur eine positive Schwere-Anomalie bekannt, welche auch in der Grössenordnung nicht sehr abweicht. Es ist dies die Monte dell'Evangelo- oder Spallanzani-Anomalie in den randlichen Hügeln des Reggio-Emilia-Apennins bei Scandiano. Auch hier handelt es sich um ein starkes randliches Aufquellen der Argille Scagliose über einer voraussichtlich dichteren Masse des Untergrundes. Die Daipir-Erscheinungen sind ebenfalls vorhanden, aber weniger leicht zu erfassen als in der Paderno-Struktur.

4. Versuchsbohrungen bei Paderno (vgl. Tafel VI)

Für den Fortschritt der Exploration der Paderno-Struktur sind die in der Nähe des Scheitels angesetzten Versuchsbohrungen der Società Petrolifera Italiana von bedeutendem Wert. Durch die tiefe Bohrung Paderno Nr. 1 war beabsichtigt, den Kern der Paderno-Struktur zu erforschen. Dies ist indessen wegen allzugrossen Schwierigkeiten während des Bohrprozesses nicht gelungen. Die kleineren Kernbohrungen Rastignano Nr. 1 und Rastignano Nr. 2 wurden hauptsächlich gebohrt, um allgemeine Daten über die Zusammensetzung der Argille Scagliose zu erhalten. Sie wurden auf je 300 m abgeteuft im März, beziehungsweise Oktober 1940.

Die Versuchsbohrung Paderno Nr. 1 wurde mit einer Rotary-Garnitur vom 19. April 1941 bis zum 12. April 1942 gebohrt. Die erreichte Tiefe war 1338 Meter, und es gelang nicht, die Argille Scagliose zu durchteufen (siehe Fig. 3). Die durchgeführte Schichtserie ist die folgende:

0—210.00 m	Bunte „Argille Scagliose“, z. T. plastisch blättrig-schief, z. T. sandig, mit graugrünen, dichten Mergelblöcken; dünne, hellgraue Mergelkalkplatten und glimmerige Sandsteine, sowie viele kleinere kalzitdurchzogene Kalke.
210.00—249.00 m	„Argille Scagliose“ mit unregelmässigen Einschlüssen von Kalken und Sandsteinen.
249.00—257.00 m	Hellgraue, dichte, feinkörnige, z. T. geschichtete Glimmersandsteine.
257.00—266.00 m	Stark sandige, z. T. geschichtete „Argille Scagliose“.
266.00—283.30 m	Mittel- bis feinkörnige Sandsteine mit grobblättrigem Muskovit; Einschlüsse von Mergelknollen mit Rutschharnischen.
283.30—285.00 m	Bunte „Argille Scagliose“.
285.00—295.30 m	Weissgrauer Mergelkalk, dicht, mit grünen Mergelzwischenlagen.
295.30—316.30 m	Bunte „Argille Scagliose“ mit Mergelkalkblöcken.

316.30—327.00 m	Weissgrauer Mergelkalk mit grünen Mergelzwischenlagen.
327.00—377.50 m	Bunte „Argille Scagliose“, dunkelgrüne, feinkörnige, dichte Sandsteine und unregelmässige Einschlüsse von Mergelkalkblöcken.
377.50—383.90 m	Mergelkalke.
383.90—462.00 m	Bunte „Argille Scagliose“, z. T. blättrig mit Einschlüssen von grossen und kleinen Schieferblöcken und leicht gerundeten Kalkblöcken.
462.00—485.00 m	Weissgrauer, stark gestörter Mergelkalk mit Kalzitadern.
485.00—551.10 m	Harte, dichte „Argille Scagliose“ mit reichlichen unregelmässigen Einschlüssen von Kalken mit Kalzitadern.
551.10—569.00 m	Weissgrauer Mergelkalk mit dichten grünen Mergeln.
569.00—813.50 m	Blättrig-schiefrige, stark gestörte und schwellende „Argille Scagliose“. Zahlreiche, leicht gerundete Blöcke von überwiegend Kalken, sowie Sandsteine. Zahlreiche Einschlüsse von ophiolithischen Gesteinen.
813.50—1177.60 m	Stark gestörte, bunte, z. T. mergelige, z. T. grobschiefrige „Argille Scagliose“ mit unregelmässigen, meist kalkigen Einschlüssen.
1177.60—1185.90 m	Dünnschichtige, dichte Mergel mit Pyrit, sowie Mergelkalke mit Kalzitadern.
1185.90—1216.00 m	Stark mergelige und grobschiefrige „Argille Scagliose“ mit wenigen Einschlüssen von Kalkbrocken.
1216.00—1229.00 m	Grüne Mergel, gegen unten in Mergelkalk übergehend.
1229.00—1338.00 m	„Argille Scagliose“ mit wenigen, unregelmässig eingeschlossenen Kalkblöcken.

Der Umstand, welcher schliesslich einen weiteren Bohrfortschritt verunmöglichte, obwohl mit grosser Sorgfalt stets ein geeigneter Bohrschlamm verwendet wurde, war der fortwährende Nachfall der Argille Scagliose. Dieselben wiesen eine derart starke Quelfähigkeit auf, dass bei jedem Wechsel des Bohrmeissels das Loch sich jeweils wieder auffüllte. Der Bohrfortschritt betrug im Oktober 1941 nur noch 53 Meter, dann war bis zum Januar 1942 kein Fortschritt mehr zu verzeichnen. Mit grosser Mühe wurde die letzte Rohrkolonne bei 1243 m zementiert. Im Februar 1942 betrug der Bohrfortschritt 21.80 m, im März 29.70 m, im April 17.40 m. Die Bohrung wurde aufgegeben, da ein weiteres Vordringen in die aufquellenden Argille Scagliose wenig Erfolg versprechen konnte.

5. Tektonische Deutungsversuche

Eine ziemlich genaue oberflächen-geologische Bearbeitung der Paderno-Struktur, verbunden mit einer ausführlichen gravimetrischen Studie, und endlich die Bohrungen im Scheitel der Paderno-Struktur ergaben noch nicht genug Anhaltspunkte, um die Natur dieser Aufwölbung klar zu erkennen. Die unsicheren Verhältnisse auf den Flanken haben es nicht erlaubt, hier mit einem Bohrprogramm weiterzufahren.

Wenn wir für eine diapirische Aufquellung der Argille-Scagliose-Massen in der Paderno-Struktur eintreten, so müssen wir uns bewusst sein, dass diese Annahme vorläufig nicht bewiesen ist. Auf Grund dieser Annahme können wir aber die vorher besprochenen Eigenarten dieser Geologie einleuchtend zusammenfassen.

Die vertikale Aufwärtsbewegung der Tonmassen scheint festzustehen, und entsprechend der oben erwähnten Annahme bezeichnen wir die Paderno-Struktur als „Ton-Diapir“. Für die Erklärung dieser Annahme beziehen wir uns

- a) auf eine stauende Masse im Untergrund, bestehend aus hartem, wenig mobilem Gestein;
- b) auf eine gleitende, tektonisch sehr instabile, plastische Masse, welche auf- und angelagert ist;
- c) auf deren Auftrieb, welcher bedingt ist durch das innere Gefüge, Tonmineralien, Salzgehalt, Elektrolytaustausch;
- d) auf die Setzung der jüngeren Sedimente auf beiden Seiten des Diapirs mit progressiv zunehmendem hohem Gebirgsdruck.

Es bestand nicht die Möglichkeit, die gesamte Literatur nachzuschlagen, welche sich mit derartigen Diapirstrukturen befasst. Aber es erscheint nicht sehr wahrscheinlich, dass ähnliche Strukturen ausgiebig und mit entsprechender Dokumentierung beschrieben worden sind. Alle tektonischen Erscheinungen, in welchen Fliessbewegungen toniger Gesteine eine ausschlaggebende Rolle spielen, gehören immer noch zum grossen Teil in den Bereich der Spekulation.

Ein aussichtsreiches Feld für das Studium der Diapirstrukturen, welche mit der Paderno-Struktur eine gewisse Verwandtschaft haben, befindet sich wahrscheinlich in den Vor-Pyrenäen, besonders im Gebiet zwischen Biarritz, Dax und Pau. Da dieses Gebiet durch rege geophysikalische Untersuchungen und durch Bohrungen fortwährend besser bekannt wird, dürften sich auch hier neue Gesichtspunkte eröffnen. Es bestehen hier Übergänge zwischen runden und elliptischen „Salzstöcken“ und Diapir-Antiklinalen. Der Auftrieb entwickelt sich in den Anhydrit führenden Keupermergeln mit Ophiteinschlüssen. Die Hauptmasse der Sedimente scheint auch hier aus Tonmergeln zu bestehen. Der Anteil der Salzeinschlüsse ist nicht genügend bekannt.

Damit kommen wir auf die Paderno-Struktur zurück, für die wir hier unsere eigenen Interpretationen wenigstens versuchsweise zusammengestellt haben. Der vertikale Auftrieb dieses Diapirs ist, wie gesagt, auf verschiedene Ursachen zurückzuführen. Wahrscheinlich handelt es sich um eine Verkettung mannigfacher Ursachen, ohne bestimmen zu können, welcher der Hauptanteil zukommt.

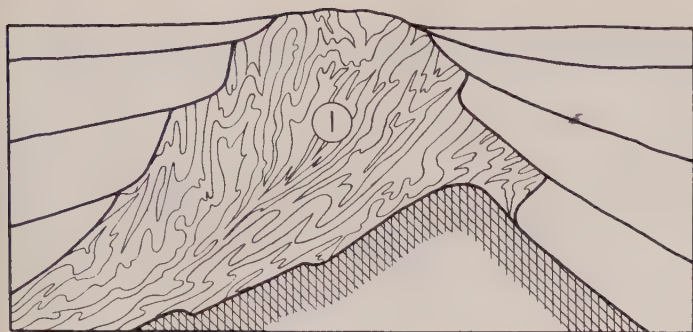
Von ganz besonderer Bedeutung ist sicher die Zusammensetzung der Argille-Scagliose-Grundmasse. Der Nachweis quellfähiger Tonmineralien ist zwar nicht erbracht, weil die Argille Scagliose nach unserem Wissen nicht petrographisch untersucht worden sind. Es handelt sich aber bei dieser Formation um Sedimente, die während einer Zeit entstanden sind, als im Mittelmeerraum die vulkanische Tätigkeit sehr weit verbreitet war. Es liegt deshalb auf der Hand, das Vorhandensein montmorillonitartiger Mineralien anzunehmen, die wahrscheinlich für den Aufbau dieser Formation sehr wichtig sind.

Die Setzung der Sedimente beiderseits der Paderno-Struktur hat bewirkt, dass durch den Austritt von Feuchtigkeit der Argille-Scagliose-Diapirkontakt fortwährend genug Schmiermittel erhielt.

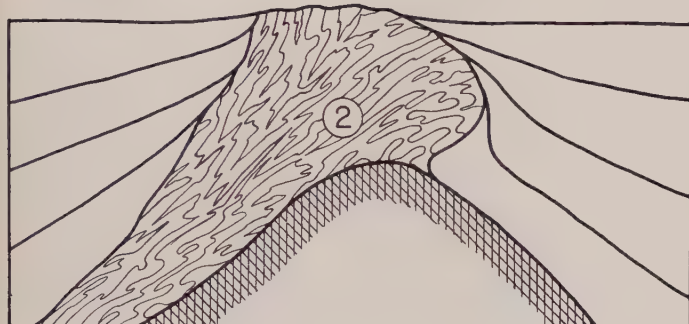
Der Salzgehalt der Argille Scagliose selber erhöhte offenbar noch die Tendenz zur Bildung von Fliess-Strukturen in dieser quellenden Masse. Sie hat keine eigene Festigkeit, und ein verhältnismässig geringer seitlicher Druck konnte langandauernde Bewegungen hervorrufen.

Es wäre eine dankbare Aufgabe, die thixotropen Eigenschaften der Argille Scagliose zu erforschen.

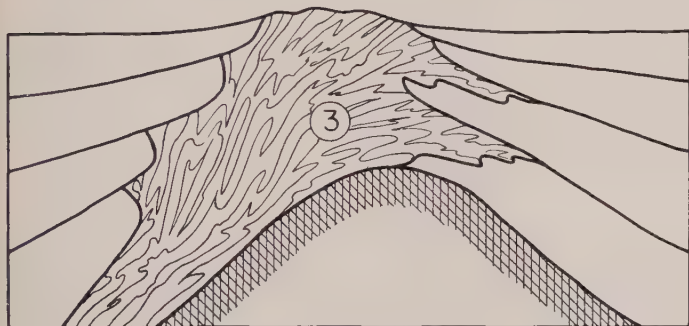
Feststehend ist, dass das Wachsen des Diapirs eine längere Zeit beansprucht hat, die vom Oligocaen bis ins Quartär reichte. Wir neigen zu der Ansicht, dass die Bewegung weder zeitlich noch räumlich sich gleichmässig fortgesetzt hat. Es müs-



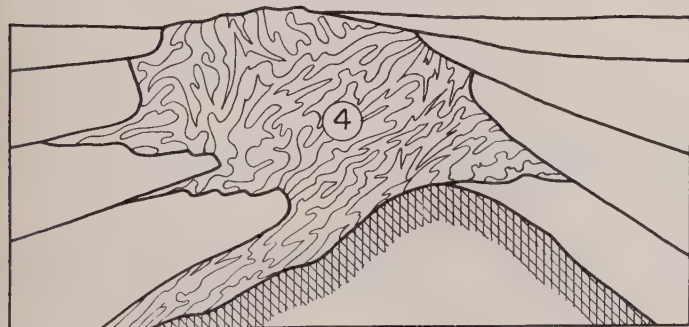
Ton-Diapir, bedingt durch Stauung einer fließenden Tonmasse; periodischer Auftrieb akzentuiert in Perioden rascher und reichlicher Sedimentation auf den Flanken, verlangsamt oder fehlend in Perioden von Erosion und nachfolgender Transgression.



Diapir mit ununterbrochenem Auftrieb; fortschreitendes Auskeilen und immer grössere Steilstellung oder teilweise Überkippung der Sedimente auf den Flanken. Ununterbrochene Sedimentation.



Ton-Diapir mit periodischem Auftrieb und einseitigem Überfließen mit folgender Einebnung und erneuter Transgression. Maximale Tonbewegung jeweils am Ende einer reichlichen Sedimentationsphase.



Ton-Diapir mit stark asymmetrischem Auftrieb, bewirkt durch fortschreitendes Gleiten jener Formationseinheiten, welche auf der plastischen Unterlage abgelagert worden sind. Diese Gleittektonik bedingt eine Verlagerung der Senke und des Diapirscheitels. Auftrieb erschöpft sich mit dem Aufhören der Gleitbewegung.

Fig. 4. Verschiedene Deutungen für die Entstehung eines Ton-Diapirs.

sen längere Perioden des Stillstands mit solchen von maximaler Bewegung abgewechselt haben. Eine unregelmässige und asymmetrische Anordnung der Fliessmassen ist ebenfalls naheliegend. Die verschiedenen Möglichkeiten sind in Fig. 4 skizzenhaft dargestellt.

Aus diesen Erklärungen geht zur Genüge hervor, dass eine Exploration einer derartigen Struktur durch Bohrungen eine unsichere und ungewöhnliche Aufgabe darstellt. Es mag hier wiederholt werden, dass die Herkunft der Argille Scagliose sehr enigmatisch ist; deren chemisch-petrographische Zusammenstellung verlangt nach weiteren Studien; auch die Natur der stauenden Masse im Untergrund der Paderno-Struktur konnte nicht ergründet werden.

IV. Zusammenfassung

Die Untersuchung des Bologneser Apennins hat ergeben, dass die Sedimentmächtigkeit im subapenninischen Gebiet viel grösser ist, als allgemein angenommen wurde.

Es ist der genauen, stratigraphischen Kartierung zu verdanken, dass die Aufeinanderfolge der verschiedenen Formationen klar erkannt wurde. Wenigstens seit der Zeit des Ober-Eocaens ist eine aussergewöhnliche tektonische Unruhe dieses Gebirgssystems anzunehmen. Dies geht aus dem Nachweis zum Teil weitverbreiteter, zum Teil lokaler Diskordanzen hervor.

Die erste und bedeutendste Verfrachtung der Ligurischen Serie – mit der als Schmiermittel wirkenden Masse der Argille Scagliose – hat sich in der Zeit zwischen Mittel-Eocaen und Unter-Oligocaen abgespielt (Pyrenäische Phase).

Es wurde versucht, den eigenartigen Charakter der Paderno-Struktur zu erklären. Dabei wird angenommen, dass es sich in der Hauptsache um einen Tondiapir handelt, dessen Auftrieb sich mit gewissen Unterbrechungen durch die Oligocaen-Miocaen-Pliocaenzeit und das älteste Quartär vollzogen hat. Als Erklärung wird eine stauende Masse im Eocaensockel vorausgesetzt.

Sommario

Le ricerche nell'Appennino Bolognese hanno rivelato che lo spessore dei sedimenti nella zona subappenninica è molto più considerevole di quanto si era in generale supposto.

Grazie al preciso rilevamento stratigrafico fu possibile riconoscere la successione delle differenti formazioni. Si deve inoltre ammettere che a partire dall'Eocene Superiore un periodo di attività tettonica fuori del comune ha interessato il sistema montuoso in oggetto. Questa conclusione scaturisce dall'evidenza di discordanze in parte largamente estese in parte locali.

Il primo e più considerevole carreggiamento della Serie Liguride, con la massa delle Argille Scagliose in funzione lubrificante, si è svolto nel periodo compreso tra Eocene Medio ed Oligocene Inferiore (fase pireneica).

Si cercò di chiarire inoltre il carattere particolare della struttura di Paderno. A questo riguardo si suppone che si tratti fondamentalmente di un diapiro argilloso la cui spinta verso l'alto si è effettuata, con certe interruzioni, attraverso l'Oligocene, Miocene, Pliocene e Quaternario più antico.

A spiegazione del fenomeno si ammette che una massa dello zoccolo eocenico abbia arginato le Argille Scagliose, causando uno stipamento delle medesime.

Literatur

- ACKERMANN, E. (1948): *Thixotropie und Fließeigenschaften feinkörniger Böden*. Geol. Rdsch. 36, pp. 10–28.
- ANELLI, M. (1923): *Sul comportamento tettonico delle argille scagliose nell'Appennino emiliano*. Rend. R. Accad. Lincei, Cl. Sci. fis. mat. nat., 32, Sez. 5, pp. 416–419.
- (1935): *Appunti paleontologici a proposito delle così dette «Argille scagliose»*. Riv. ital. Paleont.
- (1938a): *Sulla presenza di aptichi nelle così dette «Argille scagliose» dell'Appennino emiliano*. Riv. ital. Paleont.
- (1938b): *Calcarei a calpionelle, diaspri e rocce ofiolitiche nell'Appennino settentrionale*. Atti Soc. Nat. Mat. Modena, 69, pp. 1–13.
- ATHY, L. F. (1930): *Density, Porosity and Compaction of Sedimentary Rocks*. Bull. amer. Ass. Petr. Geol., 14, No. 1, Jan. 1930, pp. 1–24.
- (1934): *Compaction and its Effect on Local Structure*. "Problems of Petroleum Geology", pp. 811–823. The amer. Ass. Petr. Geol. Tulsa, Okl., Thos. Murby & Co., London.
- AZZAROLI, A. (1945): *Sulle faune a macroforaminiferi dei dintorni di Firenze*. Boll. Soc. Geol. ital., 64, p. 32, Roma. (Erschienen 1947.)
- BALK, R. (1949): *Structure of Grand Saline Salt Dome, Van Zandt County, Texas*. Bull. amer. Ass. Petr. Geol., 33, Nov. 1949, pp. 1791–1829 (Bibliographie über Diapir-Strukturen).
- BEHRMANN, R. B. (1936): *Die Faltenbögen des Apennins und ihre paleogeographische Entwicklung*. Abh. Ges. Wiss. Göttingen, Math.-physik. Kl., 3. Folge, H. 15, Berlin.
- (1940): *Geologie und Erschliessung der Erdölvorkommen Italiens*. Öl u. Kohle 36, pp. 522–537.
- BOMBICCI, L. (1882 a): *Il sollevamento dell'Appennino bolognese per diretta azione della gravità e delle pressioni laterali, con appendice sulle origini e sui reiterati trabocchi delle argille scagliose*. Mem. Accad. Sci. Ist. Bologna, Ser. IV, 3, p. 641.
- (1882 b): *Montagne e vallate del territorio di Bologna. Dall'Appennino bolognese*. Descr. Itinerari «C.A.I.» Sez. Bologna.
- BONARELLI, G. (1931): *Particolari di struttura nel Pre-Appennino bolognese*. Boll. Soc. Geol. ital., 50.
- BOSWELL, P. G. H. (1948): *The Thixotropy of certain Sedimentary Rocks*. Sci. Progr. 36, No. 143, London.
- BRUEREN, J. W. R. (1941): *De Geologie van een deel der etruskische Apennijnen tusschen Firenze en Bologna*. Van Gorcum & Co., Assen, Nederl.
- DAL PIAZ, G. B. (1942): *L'influenza della gravità nei fenomeni orogenetici*. Atti R. Accad. Sci., Torino, Cl. Sci. fis. mat. nat., 77 (1941–1942), T. 1, pag. 445, Torino.
- DORE, P. (1941–42): *L'anomalia regionale della gravità nell'Appennino e nel avampaese appenninico bolognese*. Mem. R. Accad. Sci. Ist. di Bologna, Ser. 9, 9.
- EARLEY, A. J. (1946): *Petroleum Geology of Aquitaine Basin, France*. Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol., 30, No. 9, Sept. 1946, pp. 1517–1545.
- FLANDRIN, J. (1948): *Contribution à l'étude stratigraphique du nummulitique algérien*. Bull. Serv. Carte géol. de l'Algérie, 2e Sér. stratigraphique, No 18, Alger, 340 p.
- FORNASINI, C. (1883): *Nota preliminare sui foraminiferi della marna pliocenica del Ponticello di Savena nel Bolognese*. Boll. Soc. Geol. ital., 11.
- GANDOLFI, R.: siehe PETTERS, V.
- GORTANI, M. (1927): *Note geologiche sui colli bolognesi*. Rend. R. Accad. Sci. Bologna, Ser. 1 e Ser. II.
- (1928): *Ipotesi e teorie geotettoniche*. G. Geol., Ann. R. Museo Geol. Bologna, 3, pp. 1–133.
- HEDBERG, H. D. (1926): *Effect of Gravitational Compaction on Structure of Sedimentary Rocks*. Bull. amer. Ass. Petrol. Geol. 10, No. 11a, Nov. 1926, pp. 1035–1072.
- HEIM, ARN. (1942): *Lebende Diapire in den südöstlichen Molukken*. Ecl. geol. Helv., 35, Nr. 2, pp. 225–233.
- KOBER, L. (1927): *Beiträge zur Geologie des Nordapennins und der angrenzenden Alpen*. Ber. Akad. Wiss., Wien.
- KREJCI-GRAF, K. (1929): *Die rumänischen Erdöllagerstätten*. Schriften aus dem Gebiet der Brennstoff-Geologie, Hg. von Dr. O. Stutzer, I. H., Ferd. Enke, Stuttgart.
- LEHNER, E. (1946): *Age of the Saline Series in the Punjab Salt Range. Some tectonic aspects of the problem*. Proc. nat. Acad. Sci. India, 16, Parts 2–4, pp. 74–83.

- LIPPARINI, T. (1932): *Fauna a foraminiferi dello «Schlier» bolognese*. Boll. Soc. geol. ital., 51, pag. 237, Roma.
- (1933): *Molluschi nuovi, o non noti, nello «Schlier» (elveziano) bolognese*. Boll. Soc. Geol. ital., 52.
- (1935-36): *Nummuliti da Reggio Emilia*. Atti R. Accad. Sci. Torino, Cl. Sci. fis. mat. nat., 71, Tomo I, Torino.
- (1936): *Calcare a nummuliti e alveoline del luteziano negli argillo-scisti dell'Appennino bolognese*. Boll. Soc. Geol. ital., 55, p. 357-374.
- (1944): *Studi stratigrafici e tettonici dell'Appennino settentrionale*. Boll. R. Uff. Geol. Ital., 69.
- (1945): *Microfauna turoniana a globotruncana delle argille scagliose di Savigno (Bologna)*. Boll. Soc. Geol. ital., 64, p. 20.
- MADDALENA, L. (1929): *Risultati geologici dell'attraversamento dell'Appennino tosco-bolognese colla grande galleria della direttissima Bologna-Firenze*. Rend. Accad. Lincei.
- (1930): *Studi geologici inerenti alla costruzione della grande galleria attraverso l'Appennino tosco-bolognese per la linea direttissima Bologna-Firenze*. C. R. int. geol. Congr. 15, pp. 495 a 503, Pretoria.
- MANZONI, A. (1878): *Gli echinodermi fossili dello Schlier delle colline di Bologna*. Denkschr. Akad. Wiss. Wien, 39, pp. 149-164, 4 pl.
- (1880): *Gli echinodermi fossili della molassa serpentinoso*. Denkschr. Akad. Wiss., Wien, 42, pp. 185-190, 3 pl.
- MARCHESINI, E. (1940): *Osservazione geologica dall'Aereo (aspetti legati alla natura degli affioramenti nel basso Appennino bolognese)*. Riv. Univ., N. 12, Dic. 1940.
- MERLA, G. (1948): *Le argille scagliose della zona di Firenze e la tettonica del Macigno da S. Donato in collina a Monte Scalari*. Boll. Soc. geol. ital., 67, pp. 3-28.
- MIGLIORINI, C. (1948): *I cunei composti nell'Orogenesi*. Boll. Soc. geol. ital., 67, pp. 30-142.
- PETTERS, V. & GANDOLFI, R. (1948): *Contributo alla conoscenza dei foraminiferi oligocenici nel versante nord dell'Appennino settentrionale*. Riv. ital. Paleont. e Stratigr., 54, Fasc. 3, Milano.
- REEVES, F. (1946): *Origin and Mechanics of the Thrust Faults Adjacent to the Bearpaw Mountains, Montana*. Bull. geol. Soc. Amer., 57, pp. 1033-1047.
- RUGGIERI, G. (1941): *Il Calabriano e il Siciliano nella Valle del Santerno*. G. Geol., Ser. 2, 15, Bologna.
- SACCO, F. (1935): *Note illustrative della carta geologica d'Italia, fogli di Bologna e Vergato*. Roma, Ist. Poligr. dello Stato, Libreria.
- SANGIORGI, D. (1896): *Il tortoniano dell'alta valle dell'Idice*. Riv. ital. Paleont.
- SCHEFFER, V. (1942): *Sull'impiego dei gravimetri in zone montagnose*. Riv. ital. Petrolio, Aprile 1942.
- SELLI, R. (1943-44): *Una microfauna eocenica inclusa nelle argille scagliose del Passo dell'Abbadessa (Ozzano, Bologna)*. G. Geol. Ann. Mus. Geol. Bologna, Ser. 2, 17, Bologna.
- SIGNORINI, R. (1941): *La serie stratigrafica cenozoica tra Pianoro, Loiano e Vado nel bolognese*. Rend. R. Accad. Ital., Sci. Fis. (VII), III, Roma.
- STAUB, R. (1949): *Betrachtungen über den Bau der Südalpen*. Ecl. geol. Helv. 42, Nr. 2, pp. 215-408.
- TEICHMÜLLER, R. (1932): *Der Apenninflysch und seine Probleme*. Nachr. Ges. Wiss. Göttingen math.-phys. Kl., Fachgruppe IV (Geologie), n. 28. pp. 418-448.
- (1935): *Der Deckenbau des Nordapennins zwischen Modena und Massa Carrara*. Abh. Ges. Wiss. Göttingen, math.-phys. Kl., III. Folge, H. 13, pp. 1-61.
- TERCIER, J. (1947): *Le Flysch dans la sédimentation alpine*. Ecl. geol. Helv., 40, N. 2, pp. 163-198.
- UFFICIO GEOLOGICO D'ITALIA (1929-31): *Carta Geologica d'Italia*, Scala 1:100000, Foglio 87 Bologna. Aufnahme F. SACCO, 1892, revidiert 1923.
- (1932-33): *Foglio 98, Vergato*. Aufnahme F. SACCO, 1892, revidiert 1923.
- VIENNOT, P. (1927): *Pyrénées Occidentales Françaises*. Bull. Serv. Carte géol. France, N. 127 N. 163, 30.
- VONDERSCHMITT, L. (1940): *Bericht über die Exkursion der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft in den Süd-Tessin*. Ecl. geol. Helv. 33, Nr. 2, pp. 205-219.

Geologie des Dotzigenberges bei Büren an der Aare (Kanton Bern)

Von **Heinz Oertli**, Bern

Mit 3 Textfiguren und 1 Tafel (IX)

Inhaltsverzeichnis:

Vorwort	145
Einleitung	146
I. Geologische Bibliographie des Dotzigenberges	147
II. Historisches	148
III. Molasse	149
A. – Stratigraphie	149
1. Aquitanien	149
2. Burdigalien	150
B – Tektonik	155
IV. Quartär	157
1. Diluvium	157
Risseiszeit	157
Würmeiszeit	157
2. Alluvium	158
3. Urgeschichtliches	158

Vorwort

Die vorliegende Untersuchung wurde – unabhängig von meiner Dissertation – vom Herbst 1949 bis Sommer 1950 unter der Leitung von Herrn Prof. Dr. R. F. RUTSCH ausgeführt. Ziel der Arbeit war neben der Detailkartierung im Masstab 1:10000 eine Untersuchung über die Stratigraphie und Tektonik der Molasse des Dotzigenberges und eine Gliederung und Datierung seiner Quartärbildungen.

Als Unterlage für die Kartierung dienten die Grundbuchübersichtspläne SA 124 II und 125 III der Eidg. Landestopographie. Die Topographie der Siegfriedblätter 124 und 125 ist teilweise ungenau. Alle Meereshöhen in der vorliegenden Arbeit beziehen sich auf die Pierre du Niton, neuer Wert (373,6 m).

Der Name „Bürenberg“ an Stelle von „Dotzigenberg“ ist irreführend und sollte nicht verwendet werden; der Bürenberg befindet sich im Amt Courtelary und ist eine Enklave der Gemeinde Büren a. A.

Für die Feldaufnahmen leistete ein kurzer Handbohrer gute Dienste. Zur Bezeichnung der Komponentengrösse der Molassegesteine wurden in Anlehnung an die Vorschläge von WENTWORTH¹⁾ folgende Werte gewählt.

¹⁾ WENTWORTH, C. K. (1922): *A scale of grade and class terms for clastic sediments*. J. of Geol. 30, pp. 377–92.

Komponentendurchmesser	Bezeichnung
in mm	
$\frac{1}{16} - \frac{1}{8}$	sehr feiner Sand
$\frac{1}{8} - \frac{1}{4}$	feiner Sand
$\frac{1}{4} - \frac{1}{2}$	mittelfeiner Sand
$\frac{1}{2} - 1$	grober Sand
1 - 4	sehr grober Sand
4 - 64	kleine Gerölle
64 - 256	mittelgrosse und grosse Gerölle

An dieser Stelle möchte ich meinem verehrten Lehrer, Herrn Prof. RUTSCH, herzlich für seine wertvollen Ratschläge und sein unermüdliches Interesse danken.

Weiter bin ich meinem Freunde F. BURRI (Biel) zu Dank verpflichtet, der mir mit seiner Arbeit über den Jensberg²⁾ viele nützliche Hinweise vermittelte. Herrn Spenglermeister W. STOTZER in Büren verdanke ich manche anderswo kaum erhältliche Angaben über den Untergrund des Städtchens Büren und seiner Umgebung.

Ganz besonders möchte ich aber dem Gemeinde- und Burgerrat Büren für einen namhaften finanziellen Beitrag an die Illustration meiner Arbeit den besten Dank aussprechen.

Einleitung

(siehe Figur 1)

Der Dotzigenberg bei Büren an der Aare gehört wie der Jensberg, Krähenberg und Bütenberg zu den markanten, isolierten Molassehügeln im bernischen See-

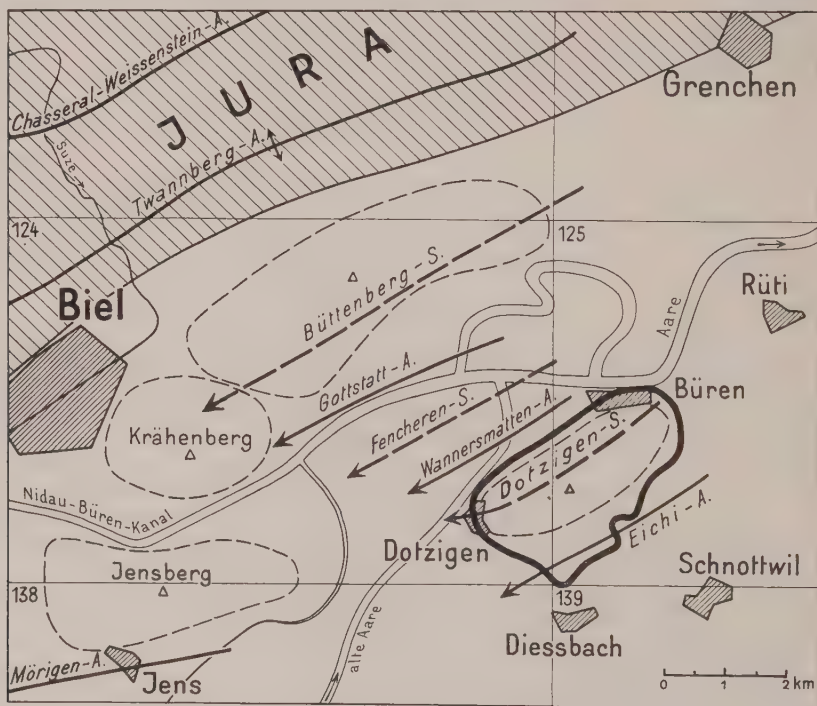


Fig. 1. Gebiet zwischen Schnottwil und Jura. Topographische und tektonische Übersicht, Masstab 1:125 000.

²⁾ BURRI, F. (1951): *Geologie des Jensberges*. Erscheint in den Mitt. der naturf. Ges. Bern

land, die südlich des Steilabfalles des Juras aus der Alluvialebene der Aare aufragt. Die Längsaxe des Berges verläuft SW–NE von Dotzigen nach Büren; die höchste Erhebung (595 m) liegt rund 160 m über der Ebene des Seelandes.

Stratigraphisch setzt er sich aus einer mächtigen Serie aquitaner Psammite und Pelite zusammen, die von Muschelsandstein, Sanden und Sandsteinen burdigalen Alters überlagert werden. Über diesen Molasseablagerungen folgen im N und NE jungquartäre Schotter und Moränen.

Tektonisch gehört der Dotzigenberg zur gefalteten subjurassischen Molassezone.

Unser Untersuchungsgebiet umfasst Teile der Gemeinden Büren, Dotzigen und Diessbach und grenzt im Süden an einen Zipfel solothurnischen Gebietes.

I. GEOLOGISCHE BIBLIOGRAPHIE DES DOTZIGENBERGES

A. Texte.

- STUDER, B. (1825): *Beyträge zu einer Monographie der Molassc.* (Bern, C. A. Jenni.) (S. 190.)*)
- STUDER, B. (1853): *Geologie der Schweiz.* II. Band. (Bern, Stämpfli, und Zürich, Schulthess.) (S. 355, 390.)
- GOHL, F. W. (1862): *Die Heilquellen und Badeanstalten des Kantons Bern.* (Bern, Heuberger.) (S. 241 ff.)
- HEER, O. (1865): *Die Urwelt der Schweiz.* (Zürich, Schulthess.) (S. 277.)
- STUDER, B. (1872): *Index der Petrographie und Stratigraphie der Schweiz und ihrer Umgebungen.* (Bern, Dalp.) (S. 164, 190.)
- BONSTETTEN, Baron DE (1876): *Carte archéologique du Canton de Berne.* (Genève–Bâle–Lyon, Georg.) (S. 14.)
- BAUMBERGER, E. (1903): *Über die Molasse im Seeland und im Bucheggberg.* Verh. naturf. Ges. Basel, 15, Heft 2, S. 317–328.
- LETSCH, E. (1907): *Die Schweizerischen Tonlager.* Geol. Teil. Beitr. Geol. Schweiz, Geotechn. Ser., Lfg. IV. (S. 103 f., 112 ff.). ZSCHOKKE, B.: Technologischer Teil (S. 116, Nr. 273; S. 144, Nr. 703).
- NUSSBAUM, F. (1907): *Über die Schotter im Seeland.* Mitt. naturf. Ges. Bern, S. 169–197 (Kartenskizze).
- NIGGLI, P. & GRUBENMANN, N. (1915): *Die natürlichen Bausteine und Dachschiefer der Schweiz.* Beitr. Geol. Schweiz, Geotechn. Ser., Lfg. V. (S. 385, Karte.)
- GERBER, ED. (1918): *Demonstration von Molasseprofilen zwischen Bielersee und Gurnigel.* Mitt. naturf. Ges. Bern, Sitzungsberichte; S. XXII.
- BAUMBERGER, E. (1919): *Zur Geologie von Leuzigen.* „Heim-Festschrift“. Vjschr. naturf. Ges. Zürich, Bd. 64, S. 50–64. (S. 51, 52, Profil 3.)
- HEIM, ALB. (1919): *Geologie der Schweiz*, Bd. I. (Leipzig, Tauchnitz.) (S. 165.)
- HEIM, ARN. & HARTMANN, A. (1919): *Untersuchungen über die petrolführende Molasse der Schweiz.* Beitr. Geol. Schweiz, Geotechn. Ser., Lfg. VI. (S. 50; Karte, Tafel VIII; Profil 2, Tafel IX.)
- LERICHE, M. (1926, 1927): *Les poissons de la molasse suisse.* Mém. Soc. Pal. Suisse, 46 (Pl. VII, No 14); 47. (P. 60, 62, 68.)
- SCHÜRER, W. (1928): *Geologische Aufnahmen des Jura- und Molassegebietes zwischen Dotzigen und Tavannes.* Diss. Univ. Zürich. (Solothurn, Vogt-Schild.) (S. 21 ff., 39.)
- NIGGLI, P., DE QUERVAIN, F., WINTERHALTER, R. U. (1930): *Chemismus schweizerischer Gesteine.* Beitr. Geol. Schweiz, Geotechn. Ser., Lfg. XIV. (S. 300.)
- BAUMBERGER, E. (1934): *Die Molasse des schweizerischen Mittellandes.* Geol. Führer der Schweiz, Fasc. I. (Basel, Wepf.) (Karte, Tafel V; Profil II, Tafel VI.)
- ANTENEN, F. (1936): *Geologie des Seelandes.* (Biel, Heimatkundekommission.) (S. 114; Karte.)
- STAUB, W. (1938): *Die Molasse im Berner Seeland und ihre Durchtalung.* Mitt. naturf. Ges. Bern. (S. 17, 23.)

*) Die in Klammern gesetzten Seitenzahlen beziehen sich auf Angaben speziell über den Dotzigenberg.

- WENGER, G. (1944): *Die Wälder der Burgergemeinde Büren a.A.* (Büren, Keller-Ruchti.) (S. 28.)
- KOPP, J. (1946): *Zur Tektonik der westschweizerischen Molasse.* Ecl. geol. Helv., 39. S. 269–274. (Kärtchen.)
- MOLLET, H. (1946): *Grosse Sackungen der Molasse am Büren- und Dotzigenberg.* Ecl. geol. Helv., 39, S. 269. Titel eines Vortrages, gehalten an der Jahresversammlung der Schweiz. Geol. Ges. (8. Sept. 1946).
- SCHMALZ, K. L. (1948): *Bericht über die Findlinge im Kanton Bern.* Manuskript, im Besitze des Naturhistorischen Museums Bern.
- SCHUPPLI, H. M. (1950): *Erdölgeologische Untersuchungen in der Schweiz*, III. Teil. 8. Abschnitt: *Ölgeologische Untersuchungen im Schweizer Mittelland zwischen Solothurn und Moudon.* Beitr. Geol. Schweiz, Geotechn. Ser., Lfg. 26, Teil 3. (S. 9, 19, 22, 33, 38; Tafel I; II; IV, Profil 1.)
- GERBER, ED. (1950): *Ein Beitrag zur Stratigraphie und Tektonik des Dotzigen-Bürenberges im bernischen Seeland.* Ecl. geol. Helv., 43. (S. 13–16.)

B. Geologische Karten

- GREPPIN, J. B. & BACHMANN, I. (1870): *Geologische Karte der Schweiz, 1:100 000.* Dufourblatt VII (Porrentruy–Solothurn). 1. Auflage.
- KISSLING, E. & BALTZER, A. (1889): *Geologische Karte des Kantons Bern, 1:200 000.* (Bern, Francke.)
- ROLLIER, L. & KISSLING, E. (1904): *Geologische Karte der Schweiz, 1:100 000.* Dufourblatt VII (Porrentruy–Solothurn). 2. Auflage.
- STAUB, W. (1936): *Geologische Übersichtskarte des Seelandes, 1:50 000.* Unveröffentlicht; Kopie des Originals in der geol. Sammlung des Naturhist. Museums in Bern.
- BUXTORF, A. & CHRIST, P. (1941): *Geologische Generalkarte der Schweiz, 1:200 000.* Blatt 2 (Basel-Bern).

C. Topographische Karten

- Siegfriedatlas Blatt Nr. 124 (Biel)*, Ausgabe 1938.
- Siegfriedatlas Blatt Nr. 125 (Büren)*, Ausgabe 1938.
- Grundbuchübersichtspläne 1:10 000.* S. A. 124 II, S. A. 125 III. 1943 (Sepiakopien).

D. Photographische Aufnahmen der Eidg. Landestopographie

- Luftbilder S. A. 124/21, 22, 23; 125/971, 972, 983, 984, 985.*
- Photoatlas 1946.* Übersichtsbilder 1571/016; /015, /017.

II. HISTORISCHES

BERNHARD STUDER (1825, 1853, 1872) erwähnt als erster Geologe den Dotzigenberg; er beschreibt hauptsächlich den Muschelsandstein, ohne die Molasse zu unterteilen.

Das Bäderbuch der Berner Arztes F. W. GOHL (1862) enthält eine eingehende Schilderung der kalten Schwefelquelle Moosbad.

Auch OSWALD HEER (1865) ist der Muschelsandstein aus dem grossen Steinbruch am Südhang des Dotzigenberges bekannt.

Auf der geologischen Karte der Schweiz 1:100 000 von J. B. GREPPIN & I. BACHMANN (1870) ist die Molasse des Dotzigenberges erstmals datiert, und zwar als untere Süsswassermolasse (Delémontien).

Die erste ausführliche Beschreibung verdanken wir E. BAUMBERGER (1903). Seine stratigraphische Unterteilung ist grundlegend und zum Teil noch heute gül-

tig. BAUMBERGER unterscheidet eine untere Süsswassermolasse mit knauerigen Sanden und bunten Mergeln, eine marine Molasse, oben und unten von Muschelsandstein begrenzt, und eine obere Süsswassermolasse. Tektonisch fasst er den Dotzigenberg als Nordschenkel der nördlichsten Molasseantiklinale auf.

1918 deutet ED. GERBER (1918) den Berg als Nordschenkel einer zweiten Molasseantiklinale (Worben–Eichi), südlich einer zweiten Synklinale (Ins–Belmund–Büren).

In einer ein Jahr später erschienenen Publikation korrigiert E. BAUMBERGER (1919) seine Auffassung aus dem Jahre 1903. Auf Grund von Kartierungsergebnissen am Bucheggberg schliesst er, dass auch dessen Fortsetzung, der Dotzigenberg, eine flache Mulde bilden müsse. Als stratigraphisch oberstes Niveau der Molasse erklärt er, ohne dafür Gründe zu nennen, den Aufschluss im Muldengraben SW Büren und deutet ihn als Oberen Muschelsandstein.

Nach ARN. HEIM (1919) verläuft die Synklinale nicht in der Längsachse des Berges, wie BAUMBERGER angenommen hatte, sondern Ost–West und lässt sich so mit dem nördlichen Jensberg verbinden. Der Kern besteht nach HEIM aus Helvétien. Unterer Muschelsandstein fehle, und Aquitanien finde sich nur im E bei Büren. HEIMS Auffassungen wurden teilweise von F. ANTENEN (1936), W. STAUB (1938) und H. M. SCHUPPLI (1950) übernommen.

W. SCHÜRER (1928) folgt in der tektonischen Darstellung wieder der alten Auffassung von BAUMBERGER (1903). Als erster findet er den Unteren Muschelsandstein am Bahngeleise NE Dotzigen; doch hindert ihn diese entscheidende Entdeckung nicht, den Dotzigenberg als steilen Antiklinalnordschenkel zu zeichnen.

Nach der Darstellung in der Seelandkarte von W. STAUB (1936) finden sich am Dotzigenberg Burdigalien und ein nach W offenes, schmales, hufeisenförmiges Vorkommen von Aquitanien. Eine ähnliche Darstellung zeigt Blatt 2 der Geologischen Generalkarte der Schweiz aus dem Jahre 1941.

In der neuesten Arbeit der Petroleum-Expertenkommission (SCHUPPLI, 1950) ist der Berg als eine NE–SW gerichtete Synklinale dargestellt; im Zentrum wird Helvétien angegeben. Diese Auffassung stützt sich auf die Angaben HEIMS (1919).

Die ausführlichste Arbeit über den Dotzigenberg stammt von ED. GERBER (1950). Nach seiner Auffassung sind Helvétien und Oberer Muschelsandstein nicht vorhanden. GERBER schreibt das überall deutlich feststellbare Einfallen auf der Südseite des Berges ausschliesslich der Deltaschichtung zu. Nach ihm stellt der Dotzigenberg eine mit 2° nach Norden einfallende Schichtplatte dar.

III. MOLASSE

A. Stratigraphie

1. Aquitanien

Die Knauersandsteine, Sande, Tone und Mergel des Aquitanien sind am Dotzigenberg in einer Mächtigkeit von mindestens 200 Metern aufgeschlossen. BAUMBERGER (1934) schätzte die Gesamtmächtigkeit des Aquitanien in dieser Gegend auf 400 Meter, SCHUPPLI (1950) auf etwa 600 Meter.

Die lithologische Ausbildung ist ausserordentlich vielfältig, mit raschen Wechseln in vertikaler wie auch horizontaler Richtung. Die Sande und weichen, z. T. knauerigen Sandsteine sind fein bis mittelfein, glimmerreich, ihre Farbe hellbraun-gelblichgrau. Typisch sind Verfärbungen gegen ocker oder graublau. Die Knauer sind entweder in Form von Linsen oder Schmitzen oder von unregelmässigen, statuenförmigen Gebilden entwickelt. Beispiele kann man in einer Grube

SSW des Bahnüberganges der Linie Dotzigen-Büren beobachten (Koord. 592, 98/219, 5). Völlig kalkfreie Sande stellte ich einzig in einer kleinen Schürfgrube am Nordhang fest (Koord. 593, 215/219, 71). Ebenso selten sind eigentliche harte Bänke, wie sie z. B. am Abhang über dem Polensträsschen (Koord. 594, 52/219, 38) sichtbar sind. Der Gehalt an roten Feldspäten gibt hier dem Gestein ein auffallendes scharlachrotes Aussehen.

Die Tone und Silte überwiegen gegenüber den Mergeln; doch auch hier sind in vertikaler wie horizontaler Richtung schnelle Wechsel vorhanden.

Anlässlich von Bauarbeiten am Kugelfang des Schiessstandes Büren (Koord. 595, 365/219, 975) konnte das folgende Profil aufgenommen werden, das deutlich die raschen Wechsel zeigt:

Von oben nach unten:

50+x cm	verfestigte helle graugelbe Sande
25 cm	bunte Tone (gefleckt gelb-braun-blutrot-rosa-oliv-graublau)
2 cm	hellgrauer Silt
20 cm	fette, blutrote Tone
15 cm	bunte Mergel
20 cm	gelblichgrauer grobkörniger Sand
8 cm	grauer, weicher, mergeliger Sandstein
10 cm	bunter, mergeliger Silt
20 cm	graue und rostrote fette Tone
30 cm	gelb-grau-braune Sande, mittelfein, mit einzelnen Knauern
12 cm	bunte, fette Tone
5 cm	graue, mittelfeine Sande
5 cm	bunte Tone
40 cm	grauer und bunter mergeliger Silt
20 cm	bunte, fette Tone mit gelblichen Mergel­einlagerungen
x+30 cm	graugelbe, fette Tone

Das topographisch höchste Vorkommen von Aquitanien wurde mittels Handbohrer auf dem Ostplateau des Berges in 548 m festgestellt (Koord. 594, 5/219, 52).

Den Kontakt mit dem hangenden Muschelsandstein bilden bald Sande, bald vorwiegend gelb-grün-blaue Tone oder Mergel.

Es gelang nicht, Fossilien aufzufinden.

2. Burdigalien

a) Unterer Muschelsandstein (siehe Figur 2 und Tafel IX): Die Basis des Burdigalien ist vom Dorfe Dotzigen bis zum Tobel 500 Meter westlich Moosbad fast durchgehend aufgeschlossen; fünf Verwerfungen mit Sprunghöhen bis zu 25 m erwecken den Anschein grösserer Aufschlusslücken.

Auf der Nordseite der Synklinale, im Westen des Berges, finden wir den Unteren Muschelsandstein am Eichibach (Koord. 592, 64/219, 115), dann in der Fortsetzung zwischen Bahntrasse und Strasse Dotzigen-Büren und schliesslich auf einem von der Strasse abzweigenden Feldwege am Nordende des Dorfes (Koord. 592, 75/219, 21). Bei der Verlegung einer Wasserleitung wurde er zirka 100 Meter ENE dieses Punktes in 1-2 Metern Tiefe gefunden. Von hier an fehlt gegen NE jede Spur auf eine Strecke von 1300 Metern bis zum kleinen Aufschluss nordöstlich des Sandreisgrabens, auf 510 m (Koord. 593, 785/219, 955). Weiter im E wurde er durch Ausgrabung freigelegt (Koord. 594, 0/220, 06). 300-400 Meter NE dieser Stelle ist ein Bruch zu vermuten; denn kurz nachher finden wir das Aquitanien bereits auf 535 m anstehend. Schliesslich kann der Muschelsandstein in der Synklinalachse

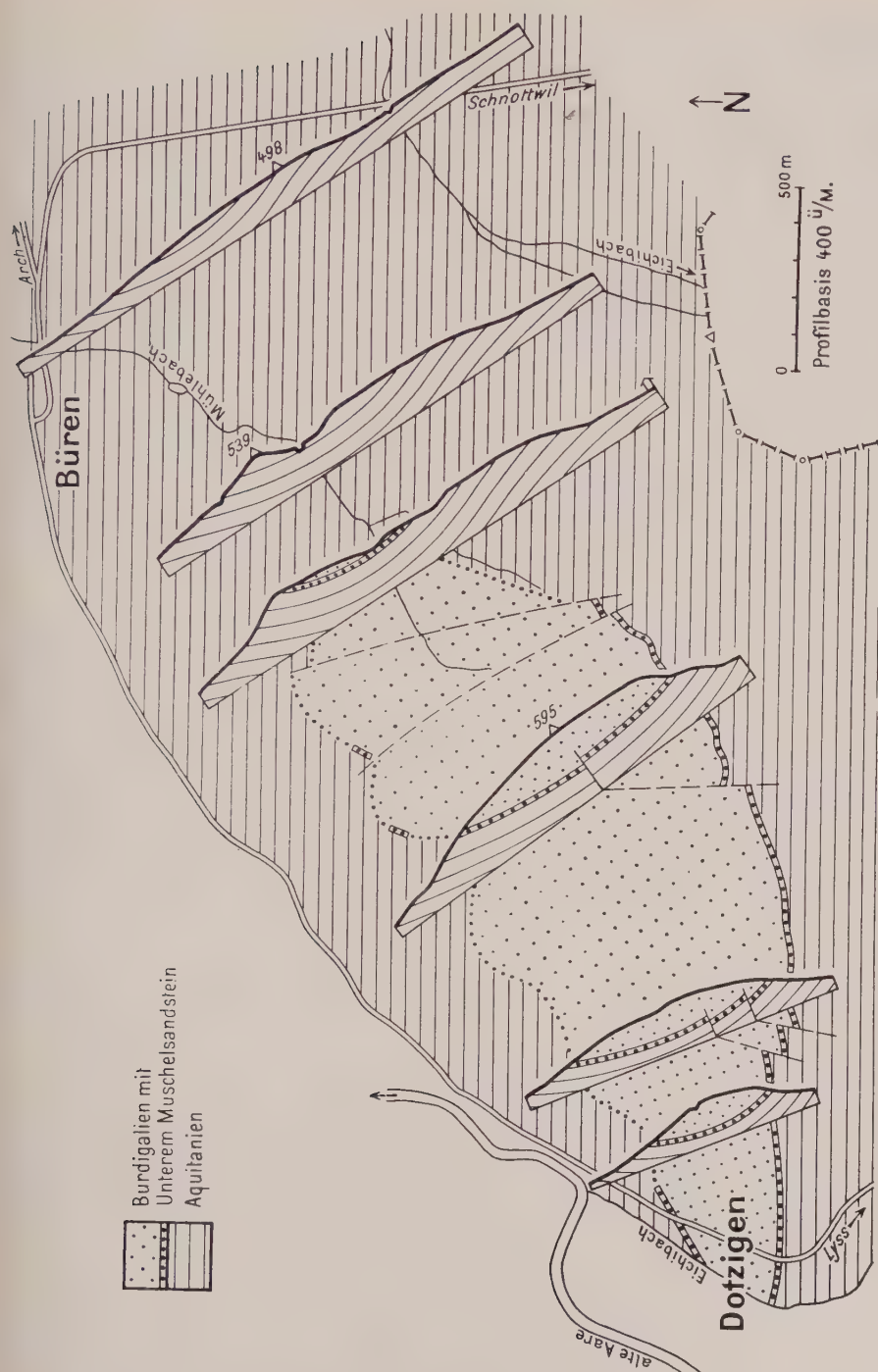


Fig. 2. Geologische Querprofile durch den Dotzigenberg, Masstab 1:20 000.

an einem kleinen Stausee im Muldengraben beobachtet werden (Koord. 594, 455/219, 99).

Der Untere Muschelsandstein ist in unserem Gebiet 1–5 Meter mächtig. Das Gestein ist grobsandig, mit viel Glaukonit, und zeitweise erfüllt von einem dichten Agglomerat von Muscheltrümmern; ganze Schalen sind selten. Vereinzelt kommen Zähne von Selachiern vor; ausserdem wurde ein Säugerzahn gefunden.

In der Grundmasse des Sandsteins stecken kleine Gerölle (meist unter 5 Zentimeter); ihre Zahl variiert von wenigen Exemplaren pro Kubikdezimeter bis zu einer dichten Nagelfluh, in welcher die Gerölle sich berühren. Die Grobkomponenten sind meist kristallin (Granite, Diorite, Porphyre); dazu kommen Quarzite, Radiolarite usw. An der Basis können durchgehende Züge oder einzelne Nester von bis kopfgrossen Geröllen beobachtet werden; in diesem Falle kann das Bindemittel ganz oder teilweise fehlen oder durch Mergel ersetzt werden. Ausserdem enthält das Gestein oft grössere Stücke aufgearbeiteter Aquitanien-Tone und- Mergel. Ausgesprochen homogen ausgebildet ist der Muschelsandstein im Steinbruch Gyrisberg (Koord. 594, 14/219, 13). Westlich davon ist er durchwegs in zwei Bänke aufgeteilt, mit Zwischenlagen von hellen Sanden und kompakteren Sandbänken mit Rippelmarken. Die Härte ist unterschiedlich, doch meist so fest, dass der Muschelsandstein als Steilkante im Gelände hervortritt. Ausnahmsweise sind die Bänke in mehr oder weniger feste Sande aufgelockert, z. B. nahe dem alten Bierkeller Dotzigen.

Der Muschelsandstein war früher als Baumaterial sehr geschätzt; davon zeugen die zahlreichen Steinbrüche (sie gehen zum Teil auf die Römerzeit zurück) und die Mauerquadern in Dörfern und Burgen (Schlossberg). Die Qualität des Muschelsandsteins wechselt lokal sehr rasch. Um als Baustein Verwendung zu finden, ist ein einheitlich hartes Material nötig, eine Eigenschaft, die dem Muschelsandstein des Dotzigenberges fehlt, im Gegensatz z. B. zu den Vorkommen im Süden (Schnottwil). Nach NIGGLI & GRUBENMANN (1915) wurden Blöcke aus dem Steinbruch Gyrisberg in Lüsslingen-Busswil für Brücken u. a. verwendet; doch war ihr Verhalten grösstenteils schlecht, da sie relativ rasch zerbröckelten. Während des letzten Weltkrieges wurde Material aus dem genannten Steinbruch zur Beschotterung eines Strässchens benutzt; doch handelte es sich hier vor allem um Arbeitsbeschaffung für die in Büren internierten Polen.

PROFILE

a) Beim alten Bierkeller in Dotzigen (Koord. 592, 765/218, 905).

Von oben nach unten:

Burdigalien-Sande

350+x cm helle, graugelbe, mittelfeine Sande in Diagonalschichtung

Unterer Muschelsandstein

- | | | |
|------|----|---|
| 18 | cm | ziemlich harte, feinsandige, leicht mergelige dunkle Sandsteine mit Rippelmarken |
| 25 | cm | helle, mittelfeine Sande und Sandsteine, mit unregelmässig verteilten kleinen Geröllen und Geröllschnüren; dünne, sandig-mergelige Bänder |
| 45 | cm | Sandsteinnagelfluh, sehr hart, dunkelgrün bis violett anwitternd |
| 15 | cm | weiche, mittelfeine, verfestigte Sande |
| 2 | cm | ziemlich harte, feinsandige Bank |
| 8 | cm | mittelfeine, verfestigte Sande |
| x+40 | cm | Sandsteinnagelfluh, dunkelgrün anwitternd |

b) Beim „Dachsbau“ (Koord. 593, 21/218, 895).

Übergang Aquitanien-Burdigalien.

Von oben nach unten:

Burdigalien

- | | |
|----------|---|
| 200+x cm | Burdigalien-Sande |
| 65 cm | Obere Sandsteinnagelfluh, relativ wenig Gerölle |
| 120 cm | Zwischenschicht (feste Sande mit härterer Bank) |
| 120 cm | Untere Sandsteinnagelfluh (Gerölle an der Basis ziemlich gross)
grobe Sande mit kleinen Geröllen |
| 20 cm | Sandmergel
grobe Sande mit z. T. grösseren Geröllen
Sandmergel |

Aquitanien

- | | |
|---------|---|
| x+30 cm | gelbbraun-hellgrüne, hellbraun und schwarz anwitternde Tone |
|---------|---|

c) Sand- und Steinbruch Gyrisberg (Koord. 594, 14/219, 13).

Von oben nach unten:

Burdigalien

- | | |
|---------|---|
| 3,5+x m | braungelbe, gegen oben aufhellende Sande, von mehreren dünnen, braunen, mergeligen bis mergelig-sandigen Bändern unterbrochen, die unregelmässige Ablagerung und stellenweise subaquatische Rutschungen erkennen lassen |
| 0,6 m | mehrere unregelmässige, ziemlich harte Sandsteinbänke, mit wenig und sehr kleinen Geröllen, unterbrochen von Zwischenlagen von weichem Sandstein mit mehr Geröllen und kleinen weissen kreidigen Knollen |
| 5 m | Muschelsandstein. Grobkörnige, dichte Grundmasse mit überwiegend grünen Komponenten (Glaukonit, Feldspäte u. a.) mit sehr vielen Muscheltrümmern (Cardium, Tapes, Venus u. a.) und gleichmässig verteilten kleinen polygenen Geröllen |

Aquitanien

- | | |
|--------|--|
| 1 m | Graue bis olivgrüne schwach sandige Tone mit harten Sandsteinschmitzen |
| 4 m | Helle, graue und braune, verfestigte, feine Sande mit Knauern |
| x+ 2 m | Graue und braune sandige Mergel und mergelige Sande |

Aus faziellen Gründen sind die Sandsteine mit Rippelmarken und harten Bänke über den eigentlichen Muschelsandsteinbänken ebenfalls zu diesem untern Burdigalien-Horizont zu rechnen; denn genau die gleichen Bildungen können wir zwischen den Muschelsandsteinbänken beobachten; Rippelmarken finden wir nirgends in den Burdigalien-Sanden.

b) Burdigalien-Sande. Die Burdigalien-Sande werden oft noch als „Graue Molasse“ bezeichnet. Der Ausdruck stammt aus der Zeit vor den entscheidenden Säugerfunden von Brüttelen, als man einen Teil des Burdigalien noch der „Molasse grise“ des Aquitanien von Lausanne gleichstellte. Heute sollte dieser irreführende Ausdruck für die Burdigalien-Sande nicht mehr verwendet werden.

Sehr schöne Aufschlüsse finden wir im alten Bierkeller Dotzigen, im Hohlweg östlich Dotzigen und im Steinbruch Gyrisberg. Die stark kalkhaltigen Sande (Kalkgehalt bis 30%) sind fein bis mittelfein, in der Farbe hellbraun, hellgelb, hellgrau. Typisch sind darin sehr kalkreiche dünne helle Mergelbänder; diese selbst können von Sandmergeln unterteilt sein oder dunkelolivgrüne Lagen und Knollen von Tonen enthalten. Daneben treten linsenartige Knauer in bankartigem Verlauf und harte bis sehr harte Sandsteinbänke auf. In den Sanden ist oft eine ausgesprochene Kreuz- und Deltaschichtung erkennbar, ferner deutliche Anzeichen subaquatischer Rutschungen. Neben vereinzelt kleinen Geröllen stossen wir im untern Teil auf dünne Lagen von Schwemmholz; in linsigen Taschen können grössere Holzstücke gesammelt werden. – Der topographisch höchste Aufschluss wurde mittels Handbohrer auf 570 m festgestellt (Koord. 594,25/219,335).

Die grösste Mächtigkeit der Burdigaliensande beträgt am Dotzigenberg zirka 120–130 Meter. F. BURRI fand am Jensberg für die entsprechende Schicht-

Übersicht über die Stratigraphie der Molasse am Dotzigenberg

		<i>Lithologische Ausbildung</i>	<i>Farbe</i>	<i>Schichtung</i>	<i>Mächtigkeit</i>	<i>Wichtige Aufschlüsse</i>
Miocän	Burdigalien	<i>Burdigalien-Sande</i> Mittelfeine bis feine, schwach glaukonitische Sande mit Knauern und einzelnen harten Bänken; bis 25 cm dicke, stark kalkige Mergellagen. Vereinzelte kleine Gerölle. Mehrere Schwemmholtzniveaus mit grösseren Nestern	braungelb, hellgrau	Oft Diagonal- und Kreuzschichtung. Submarine Rutschungen; Harte gut geb. Sandsteine	120–130 + x m	Hohlweg Dotzigen, Gyrisberg, Hirschengraben
		<i>Unterer Muschel-sandstein</i> Grobsandige, glaukonitische, hartbankige, selten weichere Sandsteine mit wechselndem Gehalt an kleinen (an der Basis oft sehr grossen und zahlreichen) überwiegend krist. Geröllen. Lokal dicht von Muscheltrümmern erfüllt. Fisch- und Sägereste. Zwischengeschaltet und über den Banken grobe bis mittelfeine Sande, mit kleinen Geröllen und Schwemmholtz; Rippelmarken	hellgrün; dunkelgrün bis violett anwittrnd	parallel, diagonal und linsenartig, meist deutl. gebankt. Basis z. T. deutlich transgressiv	1,5–6 m	Hohlweg Dotzigen, Dachsbau, Gyrisberg
Oligocän	<i>Aquitaniën</i>	Feine und mittelfeine glimmerreiche Sande und weiche Sandsteine mit Knauern; selten kalkfrei Kompakte und bröcklige, glimmerhaltige Tone und Mergel, ± plastisch; Sandgehalt wechselnd Vereinzelte harte Bänke	hellbraun, gelb; graublau und ocker verfärbt hellgrau-blau, ocker, blutrot graugrün, rot punktiert	sehr unregelmässig, doch mit scharfen Grenzen	x + 200 m	Sandgrube Gyrisberg, Schlossberg

serie 140 Meter. Nach dem Schema von H. SCHUPPLI (1950, Tafel IV) würde das Burdigalien in unserem Gebiet eine theoretische Totalmächtigkeit von etwa 200 Metern aufweisen, von der jedoch die oberen 70–80 Meter erodiert sind. Das oft vermutete Auftreten von Oberem Muschelsandstein und Helvétien (BAUMBERGER 1903, 1919 und 1934, ALB. HEIM 1919, ARN. HEIM & HARTMANN 1919, SCHÜRER 1928, ANTENEN 1936, W. STAUB 1938) hat sich nicht bestätigt. Der Mächtigkeitsvergleich zeigt, dass diese Schichten überhaupt nicht zu erwarten sind. Ausserdem würde der Obere Muschelsandstein sicher morphologisch hervortreten, ähnlich wie dies am Jensberg der Fall ist.

FOSSILINHALT

Fossilien konnte ich nur im Untern Muschelsandstein finden, und auch da ziemlich selten. SCHÜRER (1928) erwähnt eine Bohrmuschel aus den Burdigalien-Sanden des Hohlweges Dotzigen. Es handelt sich dabei wahrscheinlich um einen Fund aus den Sandsteinbänken über dem Muschelsandstein selbst.

Die nachfolgende Fossiliste resultiert aus Angaben in der Literatur (L), Privatbesitz Dotzigen (D) und eigenen Aufsammlungen (O).

Bisher bekannt:

Burdigalien-Sande (?):

L „*Pholas concentricus*“

Unt. Muschelsandstein:

L *Martesia rugosa* BROCCHI

L (D, O) *Odontaspis acutissima* AG.

L (O) *Odontaspis cuspidata* AG.

L *Lamna catlica* PHILIPPI

Neu:

O *Tapes* sp., Steinkerne

D *Odontaspis crassidens* AG.

D, O *Oxyrhina desori* (AG.) SISMONDA

O *Oxyrhina hastalis* AG.

O *Aelobatis arcualus* AG.

O Sparidenzahn

D *Rhinoceros* cfr. *Brachypotherium* (M. inf. dext. fragm.), in freundlicher Weise von Herrn Dr. HÜRZELER bestimmt, dem ich für seine Hilfe meinen besten Dank ausspreche.

B. Tektonik

(siehe Figuren 1, 2, 3 und Tafel IX)

In den bisherigen Untersuchungen wurde der Dotzigenberg entweder als Synklinale (BAUMBERGER 1919 und 1934, ALB. HEIM 1919, ARN. HEIM & HARTMANN 1919, ANTENEN 1936, W. STAUB 1938, KOPP 1946, SCHUPPLI 1950) oder als mehr oder weniger stark nach Norden einfallende Schichtplatte betrachtet (BAUMBERGER 1903, GERBER 1918 und 1950, SCHÜRER 1928). Unsere Untersuchung hat eindeutig den Synklinalbau des Berges bewiesen. Die Axenrichtung dieser gegen W abtauchenden Synklinale verläuft NE-SW, im W mit einer leichten Umbiegung gegen WSW bis W.

Die Messungen, die B. STUDER schon vor 125 Jahren publizierte (1825), haben noch heute ihre volle Gültigkeit; es muss verwundern, dass ED. GERBER in seiner

1950 erschienenen Arbeit das überall deutliche und relativ regelmässige Einfallen des Muschelsandsteins ganz der Deltaschichtung zuschreibt. Wohl ist eine solche oft feststellbar; aber in den meisten Fällen ist sie deutlich vom wirklichen Einfallen zu unterscheiden. Das Einfallen lässt sich zudem nicht nur im Untern Muschelsandstein, sondern auch in den hangenden Burdigaliensanden und im Aquitanien (z.B. Sandbruch Gyrisberg) nachweisen.

Einen eindeutigen Beweis für das starke Einfallen im Südschenkel gibt uns das tiefeingeschnittene Tälchen 450 Meter NNE der Brennerei Dotzigen (Koord. 593, 36/218, 89), das von der Muschelsandsteinbank beinahe rechtwinklig geschnitten wird. Ebenso bestätigt sich der Synklinalbau wie auch das Abtauchen der Axe in einem durch eine alte Quellfassung geschaffenen Stollen im Dorfe Dotzigen, der für eine Begehung geöffnet werden konnte (Koord. 592, 67/219, 0). Im Stollen, der in der Richtung der Synklinalaxe verläuft, taucht der Muschelsandstein 50 Meter NE des Einstieges in zirka 438 m Höhe auf und steigt axial gegen NE an. Im Falle einer nach N einfallenden Schichtplatte wäre der Muschelsandstein erst 8–10 m höher zu erwarten.

Der Synklinalform entsprechend wird der Muschelsandstein am Westende des Berges in zunehmender Tiefe angeschnitten, eine Erscheinung, die ED. GERBER als „Störung“ deuten musste, um die Annahme einer schwach gegen N geneigten Schichtplatte aufrechterhalten zu können.

Der Berg ist von mehreren, mehr oder weniger S–N verlaufenden Verwerfungen durchzogen, von denen vier auf der Südseite klar erkennbar sind und für den Verlauf des Untern Muschelsandsteins ein wesentlich anderes Bild ergeben als es ED. GERBER durch das Verbinden einiger grösserer Aufschlüsse erhielt. Zwei Verwerfungen 400–500 Meter nördlich der Brennerei Dotzigen (Tafel IX) versetzen die Muschelsandsteinbank von W her 15 und 22 m tiefer; nach einer dritten Verwerfung 800 Meter nördlich Eichli lässt sich die Bank wieder 25 m höher nach E verfolgen; zwei weitere Verwerfungen NE Gyrisberg setzen die Bank schliesslich nochmals um 8 und 10–15 m hinauf. Der östlichste Bruch konnte nicht sicher nachgewiesen werden.

Wie aus Tafel IX deutlich ersichtlich ist, finden wir längs den Verwerfungen eine Reihe von Quellaustritten, z. T. mit Tuffbildung.

Nach Schichtmessungen in Schnottwil und Diessbach erstreckt sich im Süden des Dotzigenberges eine Antiklinale, die Eichli-Antiklinale (Fig. 1 und 3).

Nach der neuesten Arbeit der Petroleum-Expertenkommission (SCHUPPLI 1950) verläuft nördlich des Berges über Gottstatt ebenfalls eine Antiklinale, der am Bütenberg eine durch zahlreiche Messungen belegte Synklinale folgt (siehe Fig. 1 und 3). Da am Scheurenhubel Oberer Muschelsandstein ansteht, der ein Südfallen aufweist und den einzigen Beleg für die Gottstatt-Antiklinale bildet, wird zwischen dem Dotzigenberg und Gottstatt ein (Schollen-) Bruch angenommen, der nach Profil 1 der erwähnten Publikation eine Sprunghöhe von gegen 500 Metern aufweisen müsste.

Wenn wir den Aufschluss Scheurenhubel als sicher anstehend und nicht etwa als abgeglittene Scholle betrachten, so scheint es richtiger, wenig nördlich des Dotzigenberges eine schwache Antiklinale anzunehmen (Wannermatten-Antiklinale) (Fig. 1 und 3), der sich noch vor Gottstatt eine ausgeprägtere Synklinale (Fencheren-Synklinale) anschliesst; auf diese Weise ist es nicht nötig, einen Schollenbruch anzunehmen, und die Tektonik setzt sich in ähnlicher Weise fort wie im S des Dotzigenberges, doch mit etwas stärkerer Faltungsintensität gegen den Jurafuss hin (Fig. 3).

Eine Verbindung der Dotzigen-Synklinale mit der Nordseite des Jensberges ist denkbar; eine Verlängerung der Axe von Dotzigen westwärts führt in die Gegend zwischen Ägerten und Studen. Es ist aber auch möglich, den Dotzigenberg als Brachisynklinale zu betrachten (endgültiges Abtauchen und Ausklingen im W von Dotzigen) und den Norden des Jensberg mit der Fencheren-Synklinale zu verbinden, die jedenfalls Helvétien aufweisen müsste, da ihr Nordschenkel Oberen Muschel-sandstein enthält. Nach einer schwachen Antiklinale nördlich Brügg (Fortsetzung einer ausklingenden Gott-statt-Antiklinale) würde im Krähenberg die Fortsetzung der Büttenberg-Synklinale folgen.

IV. QUARTÄR

1. Diluvium

Der Dotzigenberg liegt ganz im Bereiche des eiszeitlichen Rhonegletschers und wurde von diesem während der Riss- und Würmeiszeit vollständig bedeckt.

Risseiszeit

In die Risseiszeit sind wahrscheinlich die verfestigten Schotter zu stellen, die als Ausfüllung von Rinnen in der Molasse am Nordhang des Berges in einer Höhe von 500–530 m aufgeschlossen sind. Da sie durch jüngere Schotter und Moränen bedeckt sind, gelingt es nicht, ihre Gesamtausdehnung festzustellen.

Die Rinnen sind erfüllt von gut gerundeten, oft kopfgrossen, meist sedimentären Geröllen, die durch ein hartes, helles, kalkig-sandiges Bindemittel verkittet sind. Ein sehr schönes Beispiel einer solchen sich gegen unten verjüngenden Rinne beobachtet man im Tälchen des Sandreisigrabens (Koord. 594, 02/220, 05) mitten in einer Abrisswand von Burdigalien-Sanden. Auch die weniger gut aufgeschlossenen Vorkommen westlich dieser Stelle (Koord. 593, 88/220, 04) sind Ausfüllungen von alten Rinnen.

Würmeiszeit

a) Moränen. Der grösste Teil des Dotzigenberges ist von einer lehmigen Grundmoräne bedeckt, die sehr viel aufgearbeiteten Molassesand enthält. Sie ist oft nur schwer gegen die Schotter abzugrenzen.

Eine Wallmoräne zieht sich von Oberbüren nordostwärts; sie hat den Eichibach zum Umweg um den ganzen Dotzigenberg gezwungen.

b) Erratische Blöcke. Als auffallendste Relikte des Rhonegletschers liessen sich am Dotzigenberg rund 145 grössere Findlinge nachweisen, von welchen 5 ge-

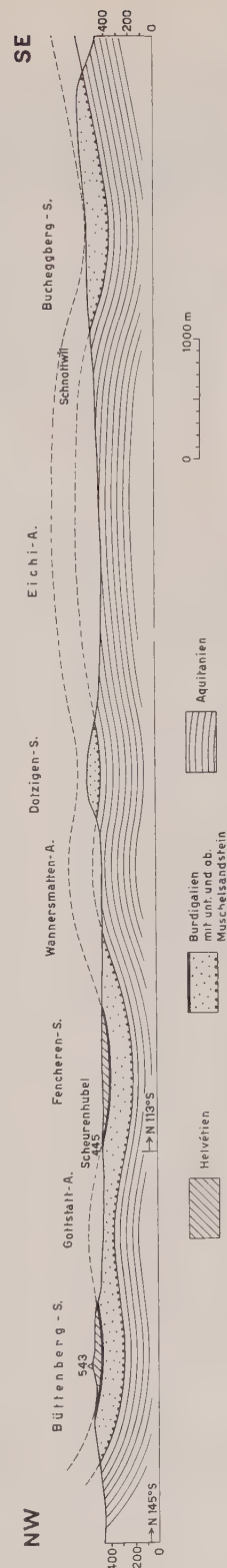


Fig. 3. Geologisches Querprofil durch das Gebiet zwischen Büttenberg und Bucheggberg, Massstab 1:60000.

schützt sind (SCHMALZ 1948). Etwa 90 Prozent sind kristallin. 95 Prozent stammen aus dem Wallis, und zwar meist aus der Arolla- und Valpelline-Serie der Dent-Blanche-Decke: Diorite, Hornblendegneise, Chlorit-, Serizit-Gneise, Quarzporphyre, einige wenige Eklogite und Saussuritgabbros. Unter den 16 kartierten sedimentären Erratikern finden wir neben 7 Jura- und Alpenkalken (Préalpes?) 3 Vallorcine-konglomerate, 2 Vallorcinesandsteine, 4 Quarzite und 1 Verrukano.

c) Schotter. Im Nord- und Ostteil des Berges und in der Eichibachebene im Süden treffen wir verfestigte und lockere Schotter mit sandigen Zwischenlagen. In einer Grube SW von Oberbüren beobachtet man im Schottermaterial eine sandig-lehmige Zwischenlage von Grundmoräne mit gekritzten Geschieben. Da die Schotter im Ostteil des Berges in die Wallmoräne von Oberbüren übergehen, dürfen wir sie wahrscheinlich ebenfalls in die Würmeiszeit stellen.

2. Alluvium

a) Rutschungen. Obgleich die Schichten infolge des Synklinalbaus bergwärts einfallen, ist sowohl der Nord- wie der Südhang des Dotzigenberges weitgehend verrutscht, und zwar umso intensiver, je mehr Aquitanien-Gesteine an der Steiflanke beteiligt sind. Sehr deutlich ist dies westlich des Schlossberges zu erkennen.

Eine bedeutende Sackung – neben vielen andern – ist unmittelbar östlich des Steinbruches Gyrisberg sichtbar, wo eine grössere Masse Muschelsandstein versackt ist und heute teils nördlich, teils südlich des Polensträsschens liegt.

Schliesslich ist als Kuriosum der sogenannte Hirschengraben oberhalb Dotzigen zu nennen. Der halbmondförmige, bis 10 Meter tiefe Graben wurde früher, z. T. heute noch, als künstlich geschaffenes Refugium gedeutet. Baron de Bonstetten weist 1876 diese Auslegung auf Grund eigener Untersuchungen energisch zurück und deutet den Graben als Erdriss. Tatsächlich sprechen die strategisch ungünstige Lage und das Fehlen von Aushubmaterial gegen ein Refugium. Die Rissbildung muss postdiluvial erfolgt sein, da hier diluviale Ablagerungen fehlen.

b) Quelltuff. Von den drei grössern Lagern an Quelltuff wurde dasjenige des Hintertaies (bei Koord. 593, 65/219, 6) früher ausgebeutet und in Dotzigen wie auch auf Schlossberg verwendet.

c) Quellen. Der Dotzigenberg weist eine auffallend grosse Zahl von Quellen auf; dieser Quellreichtum ist der Muldenform zuzuschreiben, die ein Reservoir im Grossen bildet. Häufig spielt das Aquitanien die Rolle des Wasserstauers. Bemerkenswert ist die Quellarmut des Ostplateaus; sie ist der geringen Überdeckung des Aquitanien und dem Fehlen von Klüften zuzuschreiben.

Über die Bedeutung des Moosbades als kalte Schwefelheilquelle (in Betrieb 1744–1898) orientiert die Arbeit GOHL (1867). Es geht daraus hervor, dass die Quelle „in 18 Fuss in Schuttgeröllen und grobkörnigem Sandstein“ gefasst wurde. Ein eventueller tektonischer Zusammenhang mit dem Worbenbad ist nicht ausgeschlossen.

3. Urgeschichtliches

Der Dotzigenberg und seine Umgebung weisen viele vorrömische und römische Spuren auf. Am oberen Ende des Hohlweges Dotzigen wurden 1850 sechs hallstättische Grabhügel ausgegraben. Ein grosser Teil des Dorfes selbst steht auf römi-

schen Grundmauern. Für nähere Angaben sei auf die eingehende Darstellung von E. SCHMID verwiesen³⁾.

Die zum Teil mehrere Meter tiefen Hohlwege in der Molasse des Dotzigenberges sind hauptsächlich durch Holzfuhren entstanden. Messungen am Hohlweg Dotzigen ergaben für die Zeitspanne von 1920–1950 eine Vertiefung um mindestens 40 Zentimeter!

³⁾ SCHMID, E. (1910): *Vorgeschichtliches von Diessbach und Umgebung*. Jb. Schweiz. Ges. für Urgesch.

(Manuskript eingegangen am 25. November 1950.)

Die Tithon-Berriasbreccien vom Hahnenmoospass SW Adelboden (Berner Oberland)

Ultrahelvetikum der Sattelzone

Von **Heinrich Furrer**, Bern¹⁾

Mit 1 Textfigur

Einleitung

Anlässlich von Revisionsaufnahmen im Gebiet des Blattes Gemmi (SA-Bl. 473), die ich im Auftrage der Schweizerischen Geologischen Kommission in den Sommermonaten 1949 und 1950 ausführte, hatte ich mich auch mit den komplizierten Verhältnissen des Ultrahelvetikums der Sattelzone zu befassen.

Am Aufbau dieser Zone ist in wesentlichem Masse die Plaine Morte-Decke beteiligt, die namentlich gekennzeichnet ist durch die in ihren priabonen Flysch eingesedimentierten Schichtpakete, Linsen und Blöcke; an diesen Einschlüssen sind südhelvetische, aber auch nordhelvetische Sedimente und Kristallin beteiligt. Die innere Struktur dieser Einschlüsse weist im allgemeinen keine besondere tektonische Beanspruchung auf; ihre Gesteine sind sogar meist besser erhalten als die im Schichtverband verbliebenen Sedimente der helvetischen Decken. Offenbar sind diese verschieden grossen Einschlüsse als Gesteinspakete aufzufassen, die während der Sedimentation des Flysches aus ihrem ursprünglichen Verband gelöst, verschieden weit abgerutscht und dann in den Schlamm und Schlammsand eines wahrscheinlich ziemlich stark geneigten Meeresgrundes eingesedimentiert worden sind.

In der vorliegenden Mitteilung sollen nun einige dem Tithon-Berrias zuzuweisende Einschlüsse im Flysch des Hahnenmoospasses näher beschrieben werden; eine für später in Aussicht genommene Notiz wird sich mit den ultrahelvetischen Resten des Ammertengrates und Rotstocks im SE des Hahnenmoospasses befassen.

1. Der Felskopf auf dem Hahnenmoospass

Koord. 604,3/144,8

Auf dem Hahnenmoospass, 150 m NNE des Hotels, erhebt sich aus der Alpweide ein isolierter Felskopf von rund 1000 m³ Grösse. Einige Meter E und S davon steht Flyschsandstein und -Schiefer an; 40 m W und NW finden wir triasische Rauhwacke der Basis der Niesen-Decke. Der Felskopf besteht aus einer Kalkbreccie mit Komponenten von hellem, dichtem Kalk, umgeben von onkolithischem, blaugrauem Kalk.

In der Sattelzone sind isolierte Vorkommen von Kalken nicht selten. Um so wichtiger ist es deshalb, zu versuchen, ihr relatives Alter zu bestimmen und ihre Entstehungsweise abzuklären.

Die Kalkbreccie vom Hahnenmoos hat schon zu wiederholten Malen das Interesse der Geologen gefunden. G. ROESSINGER (1909) wies sie dem Lias zu, M. BORNHAUSER (1928) und K. HUBER (1933) wagten keine Altersbestimmung, H. BADOUX (1945) sprach die Vermutung aus, es könne sich um eine Flyschbreccie handeln, M. LUGEON (1942) endlich stellte sie ins Urgon.

¹⁾ Veröffentlicht mit Zustimmung der Schweizerischen Geologischen Kommission.

Das Gestein ist eine Breccie, deren Komponenten von hellen, schwach gelblichen, dichten, z. T. dolomitischen Kalken mit eckigen Begrenzungsflächen gebildet werden. Zwischen die hellen Komponenten ist ein graublauer, onkolithischer Kalk eingelagert; er ist durch eine dünne, nur schwach in Erscheinung tretende, sideritische Verkittungsrinde, welche aber stellenweise auch fehlt, mit dem hellen Kalk verbunden.

Der Onkolithkalk füllt die Zwischenräume zwischen den hellen Kalkstücken aus und ist als eigentliches Bindemittel aufzufassen; die sideritische Zwischenlagerung scheint eine submarin entstandene Verwitterungsschicht des dichten Kalkes zu sein. Ein Sedimentationsunterbruch zwischen der Ablagerung des hellen, dichten Kalkes und der Bildung des Onkolithkalkes muss mit Bestimmtheit angenommen werden, ohne dass aber in dieser Zwischenzeit eine Emersion stattgefunden hätte. In den NW-Teilen des Felskopfes überwiegt mengenmässig der helle Kalk, an der SE-Seite sind Onkolithe häufiger vertreten; im ganzen betrachtet dürfte das Mengenverhältnis von Onkolith zu dichtem Kalk ungefähr wie 1:1 sein.

Makroskopisch hat der helle, dichte Kalk grösste Ähnlichkeit mit oberem Malm, wie er im ultrahelvetischen und helvetischen Faziesgebiet in gewissen Horizonten vorkommt: helle Tithonkalke mit dolomitischen Lagen und autigenen Breccien (vgl. H. v. TAVEL (1936) und W. MAYNC (1938)).

Was den Onkolithkalk betrifft, so unterscheidet er sich vom Urgonkalk durch seine gleichmässiger Verwitterungsoberfläche mit bläulichvioletter Tönung; auch die frischen Bruchflächen zeigen denselben Farbunterschied. Der Onkolithkalk hat ferner einen gleichmässigeren Bruch als der Schrattenkalk.

Die *mikroskopische Untersuchung* hat folgendes ergeben:

Der helle, dichte Kalk zeigt eine ziemlich dichte Grundmasse mit sekundären Feldspäten und massenhaft kleinen Organismentrümmern, worunter Radiolarien, Calpionellen (selten), *Nummuloculina*, fraglich ist die Anwesenheit von *Spirocyclina* und *Coscinoconus*.

Der Onkolithkalk weist eine glashelle Calcitgrundmasse auf (siehe Fig. 1), in welcher dicht gedrängt dunkle Onkoide eingebettet sind. Diese enthalten sehr häufig *Coscinoconus alpinus* LEUPOLD, *Coscinoconus elongatus* LEUPOLD; fraglich sind *Stromatopora* und *Nummuloculina*; sicher erkennbar sind kleine Textularien; Feldspatleisten sind häufig, Calcitrhomboeder dagegen nur spärlich vorhanden. Gestützt auf die Mikrofauna kann über die stratigraphische Einordnung der Breccie kein Zweifel bestehen: Es handelt sich um eine typische Tithonbreccie mit autigenem Charakter.

Ähnliche Breccien werden beschrieben von ARNOLD HEIM (1920) vom Mont Bifé aus dem oberen Portlandien, von E. GAGNEBIN (1924) von der Veveyse. ARN. HEIM (1910) erwähnt Onkolithkalk und Breccie auch aus den Zementsteinschichten vom Tros S des Walensees, es handelt sich dabei ganz allgemein um den Beginn der Oehrlikalkfazies. Von Semsales beschreibt E. GAGNEBIN (1924) auch Konglomerate und nennt sie „conglomérat de base du Berriasien“.

W. MAYNC (1938) hat in den Grenzsichten Tithon-Berrias der Titliskette brecciöse und dolomitische Gesteine gefunden. Besonders sind die onkoidischen Breccien hervorzuheben mit *Pseudocyclamina*, *Spirocyclina*, massenhaft *Coscinoconus*, *Nummuloculina*, kleinen Milioliden und Textulariiden, *Clypeina* und Korallen. Das gelbliche Bindemittel wird als sideritische Mikrobreccie bezeichnet.

Zu erwähnen sind auch die Beschreibungen von Tithonbreccien von H. v. TAVEL (1936) und H. FURRER (1939), ferner von L. W. COLLET vom Mont Ruan (1935), von M. GERBER (1930), E. ROD (1937) und anderen Autoren. Die Beschreibungen ähnlicher oder identischer Vorkommen von Breccien im Obertithon-Infravalangi-

nien der helvetischen Alpen sind sehr zahlreich und können hier nicht alle angeführt werden. Es sei deshalb auf das Literaturverzeichnis verwiesen.

Die Ausbildungsarten des Tithon-Infravalanginien sind in den Alpen sehr wechselvoll, meistens von autigenen Breccien begleitet, welche in mehreren Horizonten übereinander auftreten können. Es erscheint deshalb schwierig, die Breccie vom Hahnenmoos mit einem bestimmten Horizont innerhalb der Obertithon-Infravalanginien-Serie zu parallelisieren.

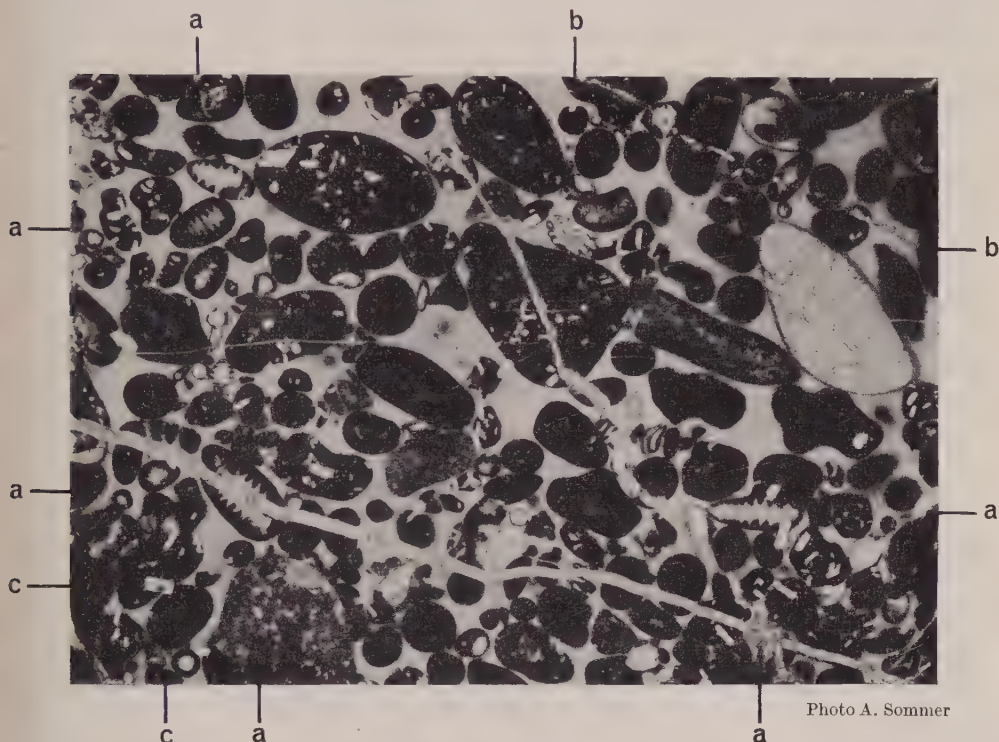


Fig. 1. Dünnschliff des Onkolithkalkes aus der Breccie vom Hahnenmoos, Vergrößerung $8 \times$
 a = *Coscinoconus elongatus* LEUPOLD b = *Coscinoconus alpinus* LEUPOLD c = Feldspatprismen

In einem zweiten Dünnschliff, der hier nicht reproduziert ist, findet sich *Coscinoconus alpinus* LEUPOLD häufig.

Es sei noch erwähnt, dass 260 m W Regenbolshorn (Koord. 604,8/143,43) in der Weide ein Onkolithblock liegt von $0,5 \text{ m}^3$, der ebenfalls ins Tithon-Berrias gestellt werden muss. Er ist sehr ähnlich dem Onkolith der Breccie vom Hahnenmoos und ist fast identisch mit gewissen Ausbildungsarten des Öhrlikalkes vom Tatlishorn (Doldenhorn-Decke NW Balmhorn-Altels). Dieser vereinzelte Block stammt ebenfalls aus dem Flysch.

2. Die Tithon-Infravalanginien-Blöcke vom Inner-Seitenbach NW Hahnenmoospass

Koord. 602,6/145,8

Im Inner-Seitenbach an der NW-Ecke des Blattes Gemmi finden wir Blockfelder von Malm-Berriassgesteinen, z. T. dolomitisch, z. T. bestehend aus blau-

grauem, dunklem, von schwarzen Tupfen bedecktem, onkoidischem Kalk, welcher – wie der Malm – Blöcke von mehreren Kubikmetern bildet. Total dürften über 1000 m³ sichtbar sein. An einer Stelle tritt der Malm als zusammenhängende Masse auf, so dass er dort als anstehend bezeichnet werden kann.

Sonst sind alle Blöcke aus dem Anstehenden herausgewittert, wohl teilweise etwas abgesackt und lassen nirgends ihre ursprüngliche Lage zum Einbettungsgestein – zweifellos Flysch der Sattelzone – erkennen. Viele dieser Blöcke sind zur Erstellung der Verbauungsriegel des Inner-Seitenbaches verwendet worden; an diesen Mauern lassen sich die Gesteine sehr gut studieren.

Der Onkoidkalk ist von schiefriger Textur. In einem Block konnte die Auflagerung von Onkoidkalk auf Tithonkalk beobachtet werden.

An Makrofossilien wurden im Onkoidkalk Korallen, Seeigel und kleine *Pentacrinus*-Stielglieder gefunden.

Dieses Infravalanginien ist mit dem Tithonkalk – nach dem in der Sattelzone üblichen tektonisch-stratigraphischen Stil – als Blockmasse oder Schichtpaket in den Flysch eingesedimentiert worden und liegt in der gleichen tektonischen Zone wie die Breccie vom Hahnenmoos. Das Vorkommen wurde bis jetzt meines Wissens in der Literatur nicht erwähnt.

Dieser Onkoidkalk kann der Öhrlikalkfazies der Préalpes bordières von Sem-sales (vgl. E. GAGNEBIN 1924) gleichgesetzt werden.

3. Das Blockfeld im Geilsbachgraben

Koord. 606,4/145,93 NW-Ecke des Blattes Gemmi

Am ziemlich steilen, bewaldeten NW-Hang des Grabens finden wir eine Blockansammlung von über 30000 m³, einzelne Blöcke messen über 200 m³. Die Blöcke sind, ähnlich wie am Inner-Seitenbach, ganz aus dem Flysch herausgewittert, so dass ihre ursprüngliche Lage im Einbettungsgestein nicht feststellbar ist. Die Blöcke liegen dicht gedrängt und erwecken oft den Eindruck von Anstehendem, zeigen aber verschiedene Schichtlage. Es handelt sich auch hier um ein als Blockfeld (submarine Gleitmasse) in den Flysch eingesedimentiertes Vorkommen.

Makroskopisch ist das Gestein ein hell anwitternder Kalk, der im Bruch hellgelblich, vollkommen dicht erscheint und glatte und muschelige, scharfkantige Bruchflächen zeigt. Silexknollen sind lagenweise häufig. Der Kalk enthält Reste von nicht näher bestimmbaren Makrofossilien, wahrscheinlich von Brachiopoden.

An gewissen Blöcken ist eine Auflagerung von Onkolithkalk auf die unregelmässige Fläche des dichten Kalkes erkennbar. Die Kontaktflächen des hellen Kalkes zeigen dunkle und rosafarbene Flecken von 2 bis 10 mm Durchmesser.

Der Onkolithkalk ist an der Oberfläche dunkelgrau und körnig, im Bruch dunkelgrau-blau, schwach muscheliger und von kleinen, glänzenden Spaltflächen durchsetzt.

Mikroskopisch erkennen wir im dichten Kalk massenhaft gut erhaltene *Calpionella alpina* LORENZ und Radiolarien, eingebettet in einer kryptokristallinen Grundmasse mit sekundären Feldspäten.

Der Onkoidkalk zeigt eine helle, calcitische Grundmasse mit dicht gehäuften Onkoiden; Calpionellen sind sehr häufig, daneben finden sich Radiolarien, Pseudocyclamminen, Cristellarien; unsicher sind *Stromatopora*, *Coscinoconus*, *Sentalina*, Echinodermensplitter, Bryozoen.

Wir weisen dieses Vorkommen dem oberen Tithon zu. Es wird von K. HUBER (1933) nicht erwähnt.

4. Isolierter Tithonblock SE Regenbolshorn

Koord. 605,25/143,25 Pommerngrat

Nahe der Kante des Pommerngrates ragt ein auffallender Block von ca. 100 m³ Grösse aus der Alpweide hervor. Seine Unterlage ist aufgeschlossen und wird von Wildflysch-Schiefern und -Konglomeraten gebildet.

Die Hauptmasse des Blockes besteht aus einem autigen-brecciösen Kalk. Seinem Schichtverlauf nach liegt der Block annähernd konkordant auf den Flysch-sandschiefern und zeigt an seiner Berührungsfläche mit den darunterliegenden Schiefern stark krümelige, löcherige Ausbildung mit grösseren, runden Kalkkomponenten, Pyritnestern und rötlichem Limonit.

Der Bruch des Kalkes ist glatt, scharfkantig und von grau-gelber Farbe mit zonar verteilten dunklen oder hellen, grauen oder rötlichen Flecken, ähnlich wie unter 3 beschrieben.

An der oberen Seite des Blockes setzen ohne scharfe Grenze sandige, onkoide Kalkbänke ein. Sie sind mit dem dichten Kalk autigen-brecciös verflochten, ohne Zwischenmasse.

Ein *Dünnschliff* des dichten Kalkes lässt eine dichte, schwach filzige Grundmasse erkennen, in welcher Schwammnadeln, Radiolarien, unsichere Reste von Calpionellen und kleine Leisten von sekundärem Feldspat eingebettet sind.

Im onkolithischen Kalk finden sich in heller Grundmasse dicht gedrängt dunkle Onkoide, welche in ihrem Innern sekundäre Feldspäte und wenige Calcit rhomboeder und Fossilbruchstücke enthalten: Calpionellen, Diatomeen, Radiolarien, kleine Textularien, Nodosarien, kleine Milioliden, Echinodermentrümmern; unsicher ist *Coscinoconus*.

Entsprechend dem Mikrobild und dem äusseren Habitus stellen wir das Vorkommen ins Tithon-Infravalaginien.

H. BADOUX (1945) erwähnt diesen Block als Malmlinse im Wildflysch und bezeichnet ihn als Tithon.

Schlussbetrachtung

Im Flysch der Sattelzone können viele Malmvorkommen festgestellt werden, und zwar sind alle Stufen, vom Argovien bis Tithon, vertreten. Aber auch Urgon ist in grösseren Massen (Gilbachegg, Koord. 607, 1/147,0 vgl. K. HUBER (1933) oder in Blöcken (z. B. im Wangkalk der Brenggenmäder, SW unter dem Hahnenmoospass, Koord. 603,65/144,27) zu finden. In den grösseren Malmvorkommen wie am Regenbolshorn ist kein Tithon mehr vorhanden, da die Wangtransgression bis auf das Kimeridge hinabreicht. Der oben erwähnte Urgonblock in den Brenggenmäder kann zur Unterscheidung von der Tithonbreccie am Hahnenmoos mit herangezogen werden. Urgon tritt nie mit hellem, dichtem Malmkalk in einer autigenen Breccie auf. Im Urgon enthält die Mikrofauna immer *Syringoporella*, Orbitolinen und die charakteristischen grossen Milioliden; im Tithon sind diese Mikroorganismen nie zu finden. Wenn schon Formen wie *Coscinoconus* im Urgon angetroffen wurden, so doch sehr selten und niemals in so gesteinsbildender Häufigkeit, wie dies in den Tithon-Infravalaginien-Onkolithen der Fall ist. Das Schliffbild unserer Breccie vom Hahnenmoos stimmt so gut wie vollständig überein mit dem des Tithonkalkes des Faulhorngebietes, das von W. LEUPOLD (1935) veröffentlicht worden ist.

Als sedimentpetrographisches Merkmal finden wir in den Tithonkalken am Hahnenmoos sehr häufig sekundäre Feldspäte, während in den Urgonkalken nur selten vereinzelte Feldspäte angetroffen wurden. (Man vergleiche dazu auch die Mikrophoto eines Urgonschliffes vom Lohner in H. FURRER (1939).)

Die vier oben beschriebenen Malm-Berrias-Vorkommen sind unter sich nicht identisch in ihrer Ausbildung, sie stammen offenbar aus verschiedenen Ablagerungsgebieten. Keine dieser lithologischen Ausbildungsformen ist im Hahnenmoosgebiet in grösseren Schichtverbänden mit andern Altersstufen zusammen zu finden. Sie sind aus ihrem ursprünglichen Schichtverbande gelöst und auf grössere Entfernungen zerstreut im Flysch eingesedimentiert. Es ist somit nicht zu erwarten, dass ihre stratigraphischen Zusammenhänge ohne weiteres gefunden werden können. Sicher gehören alle vier Vorkommen tektonisch in das Schuppenagglomerat der Plaine Morte-Decke, soweit diese überhaupt vom Flysch anderer Decken der Sattelzone abgegrenzt werden kann.

Bei den beschriebenen Vorkommen handelt es sich um ins Flyschmeer eingerutschte Massen von Tithon-Berrias, welche wahrscheinlich aus einem südlichen Faziesgebiet stammen, das aber dem nordhelvetischen sicher noch sehr ähnlich war.

Literatur

- ARBENZ, P. (1907): *Zur Geologie des Gebietes zwischen Engelberg und Meiringen*. Ecl. geol. Helv. 9, p. 464–483.
- BADOUX, H. (1945): *La Géologie de la Zone des cols entre la Sarine et le Hahnenmoos*. Mat. Carte géol. Suisse (nouv. sér.) 84é livr.
- BORNHAUSER, M. (1928): *Geologische Untersuchung der Niesenkette*. Mitt. naturf. Ges. Bern, p. 31.
- BUXTOFF, A. (1917): *Über ein Vorkommen von Malmkalk im subalpinen Flysch des Pilatusgebietes*. Verh. naturf. Ges. Basel, 28, 2. Teil, p. 436–438, Pl. VII.
- COLLET, L. W. (1935): *La limite Jurassique-Crétacé au Mont Ruan*. C. r. Soc. Phys. et d'Hist. nat. Genève, p. 52.
- FURRER, H. (1939): *Geologische Untersuchungen in der Wildstrubelgruppe (Berner Oberland)*. Mitt. naturf. Ges. Bern, p. 35–167.
- (1949): *Die Geologie des Mont Bonvin nördlich Sierre, Wallis*. Ecl. geol. Helv. 42, Nr. 1, p. 13.
- GAGNEBIN, E. (1924): *Description géologique des Préalpes bordières entre Montreux et Semsales*. Mém. soc. Vaud. sc. nat. 2, Nr. 1.
- GERBER, M. (1930): *Beiträge zur Stratigraphie der Jura-Kreide-Grenze in der Zentralschweiz*. Ecl. geol. Helv. 19, p. 23.
- GOLDSCHMID, K. (1926): *Geologie der Morgenberghorn-Schwaltern-Gruppe bei Interlaken*. Mitt. naturf. Ges. Bern, p. 195–268.
- HEIM, ARN. (1910): *Monographie der Churfürsten-Mattstockgruppe*. Beitr. geol. Karte Schweiz [NF] Lfg. 20.
- (1920): *Geologie des Mont Bijé am Freiburger Alpenrand*. Vierteljschr. naturf. Ges. Zürich, 65, p. 435–461.
- HUBER, K. (1933): *Geologie der Sattelzone bei Adelsboden*. Mitt. naturf. Ges. Bern, p. 21–134.
- KREBS, J. (1925): *Geologische Beschreibung der Blümlisalpgruppe*. Beitr. geol. Karte Schweiz [NF], 54, 3.
- LEUPOLD, W. und BIGLER, H. (1935): *Coscinoconus, eine neue Foraminiferenform aus Tithon-Unterkreide-Gesteinen der helvetischen Zone der Alpen*. Ecl. geol. Helv. 28, Nr. 2, p. 606.
- LUGEON, M. (1942): *Observation à la communication de A. Lombard et l'âge de la brèche du Hahnenmoos*. Ecl. geol. Helv. 35, Nr. 2, p. 124.
- MAYNC, W. (1938): *Die Grenzschichten von Jura und Kreide in der Titliskette*, Ecl. geol. Helv. 37, Nr. 1, p. 100.
- PFENDER, J. (1936): *Sur la répartition stratigraphique de Coscinoconus Leupold*. C. r. Bull. Soc. géol. France [5] 6, p. 209–211.
- RENZ, C. und REICHEL, M. (1949): *Neue Fossilfunde in Griechenland und Vorderasien*. Ecl. geol. Helv. 42, Nr. 2, p. 529.
- ROD., E. (1937): *Stratigraphie des Malm der Graustock-Hutstock-Gruppe*. Diss. Bern.
- ROESSINGER, G. (1909): *Quelques mots sur la Géologie du Hahnenmoos*. Bull. Soc. neuchât. Sci. nat. 36, p. 102–103.
- STAEGGER, D. (1944): *Geologie der Wylerhorngruppe zwischen Brienz und Lungern*. Ecl. geol. Helv. 37, Nr. 1, p. 100.
- TAVEL, H. v. (1936): *Stratigraphie der Balmhorngruppe*. Mitt. naturf. Ges. Bern, p. 43–119.

Bericht über die 66. Hauptversammlung der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft in Davos

Sonntag und Montag, den 27. und 28. August 1950

A. Jahresbericht des Vorstandes für das Jahr 1949/50

Das Geschäftsjahr ist relativ ruhig verlaufen. Als freudiges Ereignis hatten wir den 80. Geburtstag von Herrn Prof. MAURICE LUGEON zu verzeichnen. Der Präsident überbrachte ihm im Namen der Gesellschaft eine Glückwunschadresse.

Leider hat der Tod uns wieder mehrere Mitglieder entzogen. Am 14. April 1949 ist Prof. ION ATANASIU in Bukarest, ein langjähriges Mitglied unserer Gesellschaft, an einer Herzkrankheit gestorben. Geboren 1890 als Sohn des Bukarester Geologieprofessors SAVA ATHANASIU folgte er dem Berufe seines Vaters. Wie so manche rumänische Geologen verbrachte er während seiner Studienzeit auch einige Semester in der Schweiz, in Basel und in Bern. Seine wissenschaftliche Arbeit begann er mit einer sowohl petrographisch wie stratigraphisch gut fundierten geologischen Monographie des Tulghes-Gebietes in den Ostkarpathen. Es folgten Arbeiten aus den verschiedensten Gebieten der Geologie. Auch als Gutachter war ATANASIU sehr geschätzt. 1926 wurde er Chefgeologe an der Rumänischen Geologischen Landesanstalt, 1933 Professor für Geologie an der Universität Jassy. Nach dem Rücktritt seines Vaters und dessen Nachfolgers (I. POPESCU-VOITESTI) siedelte ATANASIU 1938 als Professor für Geologie an die Universität Bukarest über. Mit der Schweiz unterhielt ATANASIU zeitlebens enge Verbindungen, so dass sein Tod bei seinen Freunden eine schmerzliche Lücke hinterlässt. Noch in unserer aller Erinnerung ist sein letzter Besuch in der Schweiz, 1943, wo er in Vorträgen über das rumänische Erdbeben von 1941 und andere geologische Fragen berichtete.

Im Alter von 62 Jahren musste uns Dr. HANS MOLLET, Bezirkslehrer in Biberist, verlassen. Am 24. Januar 1950 erlag er während einer Schulstunde einem Herzschlag.

HANS MOLLET wurde 1887 in Balm bei Messen geboren. Er besuchte das Lehrerseminar in Solothurn und wurde Primarlehrer im Schwarzbubenland. Die Nähe Basels ermöglichte ihm, auch Vorlesungen an der Universität zu hören und in Geologie zu doktorieren. Seine vorzügliche Dissertation: Geologie der Schafmatt-Schimberg-Kette ist in den Beiträgen zur Geologischen Karte der Schweiz erschienen. Im ersten Weltkrieg war er als Armeegeologe tätig. 1922 erfolgte seine Wahl als Bezirkslehrer nach Biberist. Hier trat er vor allem für lebendigen Naturkunde-Unterricht ein und betätigte sich auch als Gutachter, besonders für Trinkwasserfragen. Jahrelang arbeitete er im Auftrage der Schweiz. Geologischen Kommission an der genauen Aufnahme der Molasse im Gebiet von Solothurn. Kurz vor seinem Tode war er dem Abschluss dieser Arbeit nahe und begann mit der

Reinzeichnung einer geologischen Karte, die er leider nicht mehr beenden konnte. Wir werden ihm, dem typischen Bucheggberger, ein treues Andenken bewahren.

Dr. PAUL KELTERBORN, ein Studienkamerad von HANS MOLLET, wurde uns ebenfalls viel zu früh entrissen. Er starb am 13. März 1949 in Davos im Alter von 55 Jahren. PAUL KELTERBORN ist in Basel aufgewachsen und hat sein Geologiestudium in seiner Heimatstadt absolviert. Seine Dissertation umfasst petrographische und geologische Studien im Malcantone (Tessin). Schon während seines Studiums hatte er Gelegenheit zu praktischen Untersuchungen, als Assistent von Prof. C. SCHMIDT. Seine Hoffnung, praktische Geologie zu seinem Berufe zu machen, verwirklichte sich. Er begann seine Laufbahn 1923 bei der Erdölgesellschaft Sospiro in Rumänien als Geologe, trat 1925 in den Dienst der Royal Dutch-Shell Gruppe und blieb bei diesem Erdölkonzern bis zu seinem Tode. 1928—1932 war PAUL KELTERBORN in Rumänien als Chefgeologe der Astra Romana tätig und wurde dann in das geologische Departement im Haag berufen. 1937/38 finden wir ihn in Texas. Seine etwas nachlassende Gesundheit zwang ihn, sich wieder im Haag mehr kompulatorischen Arbeiten zu widmen. 1942 kehrte er infolge des Krieges in die Schweiz zurück und blieb in der Folge bis 1947. Aus dieser Zeit stammen seine Untersuchungen über die bituminösen Schiefer des Lias in der Ajoie (*Eclogae geol. Helv.* Vol. 37, Nr. 2) und seine Studien über das Kohlenvorkommen der Schlawegg ob Kandergrund (gemeinsam verfasst mit E. RITTER, siehe *Eclogae geol. Helv.* Vol. 39, Nr. 1). Im Auftrage der Geotechnischen Kommission der S. N. G. bearbeitete er die Originalberichte und Feldkartierungen über die Ölsandgebiete des Mittellandes zwischen Wangen an der Aare und Aarau. Die Resultate wurden in den Beiträgen zur Geologie der Schweiz. Geotech. Serie, Lieferung 26, Teil 2, 1948 veröffentlicht. Im Frühjahr 1947 reiste PAUL KELTERBORN im Auftrage der Royal Dutch-Shell nach den Rocky Mountains von Wyoming, um dort Arbeiten regionaler Art durchzuführen. Im Winter 1947/48 befiel ihn das schwere Lungenleiden, dem er erlag.

PAUL KELTERBORN war ein ganz besonders exakter und kritischer Beobachter und vorzüglicher Kompilator. Mit ihm verlieren wir einen Geologen, dessen Können und Schaffensdrang noch viele wissenschaftlich wichtige Leistungen versprochen.

Ein weiteres langjähriges Mitglied, das uns durch den Tod entrissen wurde, ist der Quellenforscher KARPf aus Holderbank. Lange Jahre erschien er regelmässig zu unseren Versammlungen, bis ihn ein Herzleiden zum Stillsitzen zwang. Er war jederzeit bereit, über seine Tätigkeit als Praktikant der Wünschelrute offen zu berichten und von seinen Quellenuntersuchungen zu erzählen. Wir verlieren mit ihm eine originelle Persönlichkeit und einen sympathischen Freund unserer Gesellschaft.

Mitgliederbewegung: Seit der Tagung in Lausanne sind folgende Mitglieder eingetreten: J. SPOORENBERG, Fribourg; P. DIEBOLD, Binningen; G. NICOL, Biel; M. HAARSMA, Sumatra; Prof. J. WANNER, Scheidegg/Allgäu; W. WILLI, Zürich; UNIVERSITY OF MELBOURNE, Australia; Th. R. GRAEDEL, Klosters; A. JORDI, Ostermündingen; R. UMIKER, Bern; E. NOETZLI, Bocaranga, A. E. F.; G. CHAMOT, Lausanne, H. OERTLI, Bern, F. ELLENBERGER, Paris; P. MÜLLER, Basel; RUTH TODD, Washington.

Gestorben: 4, ausgetreten 2 Mitglieder.

Versammlungen und Exkursionen: Die 65. Hauptversammlung fand am 4. September in Lausanne unter dem Präsidium von Herrn Prof. E. C. WEGMANN statt.

Vor und nach der Sitzung wurden Exkursionen durchgeführt, über die im Band 42, Nr. 2 der *Eclogae* berichtet wurde.

Bericht des Redaktors: 1949/1950 erschienen die Hefte 1 und 2 von Band 42 der *Eclogae geologicae Helvetiae* unter der Redaktion von W. NABHOLZ. Mitte August 1950 konnte ferner Heft 1 von Band 43 verschickt werden; damit ist das erste Heft des laufenden Jahres zum ersten Male seit 1942 wieder vor der Jahresversammlung in den Besitz der Mitglieder gelangt. Über das letztgenannte Heft soll aber erst im nächsten Jahresbericht zusammen mit Heft 2 von Band 43 berichtet werden.

Der voluminöse Band 42 umfasst 630 Seiten und 17 Tafeln, ferner — im Text eingefügt — 151 Textfiguren und 3 Tabellen. 5 Tafeln sind in zum Teil recht kompliziertem lithographischem Vielfarbindruck ausgeführt worden. Unter den 10 Einzelarbeiten finden sich 2 Dissertationen, die sich mit der Schrattenfluh und den südlich und nördlich daran anschliessenden Flyschgebieten befassen. Von den 8 übrigen Einzelarbeiten betrifft 1 Arbeit das Molassegebiet, 1 weitere Arbeit das Gebiet der helvetischen Decken, 2 Arbeiten befassen sich mit Fragen aus den Préalpes romandes, 1 Arbeit behandelt die sedimentäre Hülle des Gotthard-Massivs, und 1 umfangreiche Arbeit setzt sich mit der Tektonik der Südalpen auseinander. 2 Arbeiten sind aussereuropäischen Gebieten gewidmet. 8 dieser Einzelarbeiten sind deutsch, 2 französisch abgefasst. Im Bericht über die 65. Hauptversammlung unserer Gesellschaft gelangten von den 12 in Lausanne gehaltenen Referaten 8 zum Abdruck; 1 weiteres Referat wurde seines grösseren Umfangs wegen unter den Einzelarbeiten veröffentlicht. Zwei ausführliche Exkursionsberichte orientieren über die von unserer Gesellschaft vor und nach der Tagung in Lausanne durchgeführten Exkursionen. Ausserdem enthält Band 42 den 152 Seiten umfassenden Bericht über die 28. Jahresversammlung der Schweizerischen Paläontologischen Gesellschaft, in welchem 19 von den 28 in Lausanne gehaltenen Referaten reich illustriert wiedergegeben sind. — Band 42 wird durch ein Verzeichnis der Mitglieder unserer Gesellschaft beschlossen; das letzte Mitgliederverzeichnis war in Band 34 (1941) zum Abdruck gelangt.

Im Berichtsjahr konnte auch der vom Redaktor zusammengestellte *Index voluminum 31—40 (1938—1947)* gedruckt und verschickt werden.

Es mag wohl von einigem Interesse sein, an dieser Stelle zu erwähnen, dass die Druckkosten für die beiden Hefte von Band 42 insgesamt über Fr. 35,000.— betragen. Zahlreiche Zuwendungen an die Druckkosten erlaubten es, die daraus für unsere Gesellschaft erwachsende finanzielle Belastung auf die tragbare Höhe von zirka Fr. 11,000.— herabzusetzen. Unter den Kostenbeiträgen seien in erster Linie Zuwendungen aus dem Albert Barth-Fonds der Eidg. Technischen Hochschule und aus der Stiftung für wissenschaftliche Forschung an der Universität Zürich an die Drucklegung der Südalpenarbeit von Prof. R. STAUB erwähnt. Ferner sei erwähnt, dass der Druck des für unsere Zeitschrift wertvollen Berichts der Paläontologischen Gesellschaft, abgesehen von einem regelmässigen Kostenbeitrag unserer Gesellschaft, von der erstgenannten Gesellschaft bestritten wird. Wichtige finanzielle Entlastung erwächst uns auch aus dem Druck der Dissertationen, deren Kosten — entsprechend dem in unserem Druckreglement aufgeführten Modus — zwischen den Autoren und unserer Gesellschaft aufgeteilt werden. Hierbei sei aber erwähnt, dass die Autoren der beiden in Band 42 zum Abdruck gelangten Dissertationen wertvolle Unterstützung durch die Stiftung Dr. Joachim de Giacomi der S.N.G. erfuhren. Schliesslich hat auch dieses Jahr wieder die Schweizerische Geologische

Kommission die Drucklegung unserer Zeitschrift durch einen Beitrag unterstützen können.

Dank diesen zahlreichen und hohen Zuwendungen konnte Band 42 der *Eclogae* in der vorliegenden Form — mit Karten und Figuren graphisch gut ausgestattet — gedruckt werden, und es war dadurch auch die Möglichkeit gegeben, die Autoren von eigentlichen Druckkostenbeiträgen völlig zu entlasten. Sämtlichen Donatoren sei auch an dieser Stelle im Namen der Gesellschaft der beste Dank ausgesprochen.

Rechnungsbericht pro 1949 und Budget pro 1950

I. Betriebsrechnung per 31. Dezember 1949

A. Einnahmen		<i>Rechnung 1949</i>	<i>Budget 1950</i>
		Fr.	Fr.
a) <i>Allgemeine Verwaltung:</i>			
Ordentliche Mitgliederbeiträge		7,539.15	6,600.—
Kapitalzinsen		3,428.95	3,400.—
Verkauf <i>Eclogae</i> (1947)		3,809.60	4,000.—
Beitrag der Schweiz. Geologischen Kommission		500.—	500.—
Aus Reservefonds für aussergewöhnliche Druckkosten		1,500.—	2,500.—
b) <i>Eclogae:</i>			
Beiträge, Inserate usw.:			
Vol. 41/1		4,118.35	
Vol. 41/2		13,115.95	
Vol. 42/1		5,788.80	
		23,023.10	
Total Einnahmen.		39,800.80	17,000.—

B. Ausgaben		<i>Rechnung 1949</i>	<i>Budget 1950</i>
		Fr.	Fr.
a) <i>Allgemeine Verwaltung:</i>			
Beitrag an die Paläontologische Gesellschaft		600.—	600.—
Unkosten, <i>Eclogae</i> -Versand, Sitzungen usw.		1,753.81	1,800.—
Reservefonds		1,942.75	2,000.—
b) <i>Eclogae:</i>			
Vol. 40/2		14.—	
Vol. 41/1		6,026.55	
Vol. 41/2		18,467.—	
Vol. 42/1		10,089.80	
Vol. 42/2		429.23	
		35,026.58	
Vol. 43/1			4,400.—
Vol. 43/2			6,200.—
Index voluminum 31-40.			2,000.—
Total Ausgaben		39,323.14	17,000.—
Überschuss der Einnahmen		477.66	—

II. Reservefonds

Bestand am 31. Dezember 1948		5,257.25
Zulage aus Verkauf <i>Eclogae</i>	1,942.75	
Entnahme aus Reservefonds	1,500.—	442.75
Bestand am 31. Dezember 1949		5,700.—

III. Bilanz per 31. Dezember 1949

<i>Aktiven:</i>		<i>Passiven:</i>	
	Fr.		Fr.
Postcheck-Konto	595.27	Unantastbares Kapital:	
Banken: Wertschriften . .	106,000.—	Fonds Tobler	60,000.—
Depotkonto Bankges. . . .	1,072.03	Fonds Erb	10,000.—
Konto Bankges. Luzern . .	56.—	Schenkungen	17,100.—
Sparheft Z. K. B.	61.65	Beitrag lebensl. Mitglieder.	16,800.—
Sparheft Volksbank	512.75	Kreditoren	103,900.—
Sparheft E. K. B.	369.75	Ausstehende Druckkosten .	7,724.18
Kleine Kasse	301.88	Reservefonds	5,700.—
Debitoren	8,354.85		
	<u>117,324.18</u>		<u>117,324.18</u>

IV. Vermögensveränderung

Bruttovermögen am 31. Dezember 1948	109,157.25
Bruttovermögen am 31. Dezember 1949	109,600.—
Vermögensvermehrung	442.75

V. Erstellungskosten der Eclogae Vol. 41, 1948

	Bd. 41/1 140 Seiten 4 Tafeln 39 Textfiguren Fr.	Bd. 41/2 280 Seiten 11 Tafeln 60 Textfiguren Fr.
Eigenkosten: Redaktion und Druck	2,525.85	5,351.05
Beiträge	4,012.40	13,115.95
Total der Erstellungskosten	<u>6,538.25</u>	<u>18,467.—</u>
Spedition	135.50	224.50

Luzern, Mai 1950.

Der Kassier: F. ROESLI.

Revisorenbericht für das Rechnungsjahr 1949: Die Unterzeichneten haben die Jahresrechnung 1949 der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft geprüft und in allen Teilen in Ordnung gefunden. Sie überzeugten sich von der gewissenhaften Verbuchung der Einnahmen und Ausgaben und deren Übereinstimmung mit den Belegen. Die auf den 31. Dezember 1949 in der Bilanz aufgeführten Aktiven sind durch Bank- und Postcheckausweise belegt, und die Ausscheidung der Vermögenswerte ist in der Kartothek übersichtlich eingetragen. Der zusammenfassende Rechnungsbericht stimmt mit der detaillierten Buchführung überein. Die unterzeichneten Rechnungsrevisoren beantragen der Gesellschaft die Jahresrechnung 1949 zu genehmigen und dem Herrn Kassier für die der Gesellschaft geleistete grosse und zeitraubende Arbeit bestens zu danken.

Zürich, den 10. Juni 1950.

A. WEBER.

H. JÄCKLI.

B. 66. Hauptversammlung: Sonntag, den 27. August 1950**Erster Teil: Geschäftliche Sitzung**

Der Jahresbericht des Vorstandes für das Jahr 1949/50, der Bericht des Eclogae-Redaktors, der Rechnungsbericht pro 1949 und die zugehörigen Berichte der Rechnungsrevisoren, ferner das Budget für 1950 werden verlesen und von der leider schwach besuchten Versammlung genehmigt. Nach den Statuten musste der Vorstand neu gewählt werden. Herr Prof. Dr. L.-W. COLLET sah sich aus Gesundheitsrücksichten gezwungen, aus dem Vorstand auszutreten. An seiner Stelle wurde gewählt: Herr Prof. Dr. E. PARÉJAS, Genf. Die übrigen Vorstandsmitglieder (L. VONDERSCHMITT, E. WEGMANN, R. RUTSCH, W. NABHOLZ, F. ROESLI, A. FALCONNIER) wurden von der Versammlung wieder gewählt.

Der Jahresbeitrag von Fr. 18.— wird beibehalten, ebenso die Gebühr für lebenslängliche Mitgliedschaft.

An Stelle des turnusgemäss ausscheidenden Rechnungsrevisors Dr. A. WEBER wird Dr. H. TSCHOPP, Riehen, gewählt.

Der Präsident wird beauftragt, der Mineralogisch-Petrographischen Gesellschaft zu ihrem 25jährigen Jubiläum die Glückwünsche und herzlichen Grüsse der Versammlung zu überbringen.

Zum Ehrenpräsidenten der anschliessenden wissenschaftlichen Sitzung wählen die Anwesenden Herrn Dr. R. STREIFF-BECKER, zum Präsidenten Herrn FR. SAXER und zum Sekretär Herrn Dr. P. NÄNNY.

Der Präsident: L. VONDERSCHMITT.

Zweiter Teil: Wissenschaftliche Sitzung.

Zugleich Sitzung der Sektion für Geologie der SNG.

a) HAUPTVORTRÄGE**1. Vortrag:**

JOOS CADISCH (Bern): **Prätigauer Halbfenster und Unterengadiner Fenster, ein Vergleich.** Mit 1 Tafel (X.)

Wenn wir heute versuchen, Vergleiche zwischen den beiden Fenstergebieten westlich und östlich der Silvretta-Gruppe zu ziehen, so sind wir gezwungen, vorerst einige einführende Worte vorausszuschicken. Zunächst zeigt sich die Schwierigkeit, dass diese Regionen verschieden eingehend und auch von teilweise anderen Gesichtspunkten aus bearbeitet worden sind. Die Geologie des Prätigauer Halbfensters mit seinem Flyschinhalt und seinem ostalpinen Rahmen des Rhätikon, der Silvretta, und des Plessurgebirges darf wohl mit Recht als weitgehend erforscht bezeichnet werden. Das ganze Gebiet ist im Masstab 1:25000 oder 1:50000 kartiert und monographisch beschrieben worden, im Norden durch die Zürcher und Berner Schule, im Osten durch die Basler Petrographen und im Süden durch die Berner Doktoranden unter Leitung von P. ARBENZ. Den Schlussstein des derzeitigen wissenschaftlichen Gebäudes setzte P. NÄNNY mit seiner Aufnahme des Fensterinnern.

Das Unterengadiner Fenster und die Prätigauer Schieferbucht hatten B. STUDDER und A. ESCHER VON DER LINTH schon vor mehr als hundert Jahren durchwandert. G. THEOBALD haben wir die Kartierung 1:100000 des schweizerischen Gebie-

tes zu verdanken. Die Aufnahme des österreichischen Anteiles des Engadiner Fensters 1:75000 und 1:25000 beendete W. HAMMER kurz vor dem ersten Weltkrieg. Das Bestreben dieses Autors, den Fensterbau möglichst autochthon aufzufassen, war für die Deutung der Schichtfolgen und der baulichen Zusammenhänge eher von Nachteil. Bis vor kurzem machten sich politische und wissenschaftliche Schranken in diesem Gebirgstheil unvorteilhaft bemerkbar. Heute verfügen wir erst über die Darstellung der südwestlichen Fensterecke auf Blatt Ardez des Geologischen Atlas 1:25000, das ganze übrige schweizerische Territorium befindet sich noch in Bearbeitung und Revision, teils im Auftrage der Schweizerischen Geologischen Kommission, teils in Arbeitsgemeinschaft mit deren Mitarbeiter H. EUGSTER durch Berner Doktoranden.

Der Blick auf eine tektonische Karte der Alpen klärt schon über gewisse gemeinsame Züge der beiden Fenstergebiete auf. Da wie dort wird ein Komplex penninischer Schiefer durch einen ostalpinen Rahmen eingefasst. Dieser ist heterogen beschaffen, bald aus Sedimenten, bald aus Altkristallin aufgebaut. Die riesigen Gewölbe können erst in einer späteren Phase alpiner Gebirgsbildung entstanden sein, da sie sonst durch neu entstehende Schubflächen wieder zerschnitten worden wären. Diesen übereinstimmenden Eigenschaften stehen bei näherem Zusehen bedeutende Unterschiede gegenüber. Wie das Panorama von der Weissfluh zeigt, kommt im Prätigauer Fenster den unterostalpinen Einheiten der Falknis- und der Sulzfluh-Decke die Rolle eigentlicher Rahmenelemente zu. Sie bauen über den monotonen Flyschmassen die Felsmauer der Falkniskette und die Kalkflühe des östlichen Rhätikon auf; sie bilden an der Weissfluh und bei Arosa die Einfassung der Flyschbucht. Im Unterengadin gehört dagegen das Unterostalpin, d. h. die Tasna-Serie, eher noch dem Fensterinnern als dem Rahmen an. Vor allem im Tirol unterlagert die Tasna-Schichtreihe den kristallinen Fensterrahmen völlig diskordant: das Fenstergewölbe ist Nordost gerichtet, die unterostalpine Zone Ostnordost. Die Lage der beiden Fensterrahmen im alpinen Gesamtbau ist eine völlig verschiedene. Die Prätigauer Schieferbucht ist als Ganzes mit ihrer west-östlichen Anordnung ein Bauelement des Westalpenbogens, das Unterengadiner Fenster gehört dem Ostalpenbogen an, welcher in Mittelbünden gegen Südwesten zurückschwenkt. Es liegt deshalb auch parallel der SW-NE verlaufenden Wurzelzone der Alpengigmoide zwischen Brenner und BrentaGruppe. Die Hauptschubrichtungen sind deshalb im Westen und Osten verschiedene und im Bereiche ihrer Verkettung entspricht die Längsfaltenrichtung des Westbogens der Querfaltenrichtung im Ostbogen und umgekehrt. Die genetische Deutung tektonischer Linien und die Zuweisung zu verschiedenen Faltungsphasen wird dadurch ausserordentlich erschwert. Es muss damit gerechnet werden, dass im Verlaufe der durch längere Zeiten andauernden Orogenese gebildete Girlanden wieder zu neuen Bogenelementen umgebildet werden. In ihrer Anlage sind die Bogen abhängig von den vorhandenen Widerständen im jeweiligen Vorlande. Sie sind aber anfänglich auch Abbilder der Ablagerungsräume, die wir uns nicht nur als regelmässige Geosynklinalstreifen, d. h. als langgestreckte Tröge, sondern auch als unregelmässige Becken vorzustellen haben. Aus diesem Grunde weisen die alpinen Decken nur beschränkte streichende Erstreckung auf. E. SPENGLER hat schon vor Jahren auf diese räumliche Beschränkung tektonischer Einheiten hingewiesen, M. GIGNOUX und der Verfasser sind ihm hierin gefolgt. Wir haben 1929 an der Jahresversammlung in Davos der Überzeugung Ausdruck gegeben, dass das weitgehende Parallelisieren tektonischer Einheiten und lithologischer Zonen den natürlichen Verhältnissen Zwang antue. Heute kann man sagen, dass das Parallelisieren ein notwendiges Übel sei. An Stelle der „linearen“ Verfolgung von Geantiklinalen und Geosynklinalen über Hunderte von

Kilometern, unter schwimmenden Massiven hindurch und über weite Luftsättel hinweg hat in Zukunft mehr die flächenhafte und räumliche Betrachtung, die vermehrte Berücksichtigung der Tonnage im Sinne E. ARGANDS zu treten.

Der Prätigauflysch

Wir beschränken uns bei der Besprechung der Schichtfolgen auf das Hervorheben einiger wesentlicher Punkte.

Im Anschluss an die Forschungen ALB. HEIMS und G. STEINMANNs unterschied man während Jahrzehnten im Prätigau und Schanfigg die beiden Unterabteilungen der „älteren Bündnerschiefer“, welche mit liasischen Zonen südlich des Gotthardmassivs in Zusammenhang gebracht wurden und die jüngeren, fraglich oligocaenen Flyschmassen. D. TRÜMPY, P. ARNI und M. BLUMENTHAL fanden in diesem Prätigauflysch oberkretazische und alttertiäre Mikrofossilien, so Orbitoiden, Sideroliten und Nummuliten. Über den Verlauf der einzelnen Zonen war man aber noch ziemlich im unklaren bis P. NÄNNY (1948) die weitgehende stratigraphische und tektonische Gliederung 1948 gelang. Damit wurde ein altes Postulat der Bündner Geologie glänzend erfüllt. Daran ändert die Tatsache nichts, dass wir bezüglich der Anordnung von Antiklinalen und Synklinalen der Prätigauer Schieferbucht zu einer etwas anderen Auffassung gelangen. P. NÄNNY (1948) hatte im Anschluss an R. STAUB versucht, den Grossfaltenbau der Schiefermassen mit den in der Tiefe ostwärts fortsetzenden Kristallinrücken des Aarmassives in Beziehung zu setzen. So sollte der Dom von Pfäfers nördlich der Landquart im Vilangewölbe abgebildet sein und das anschliessende Sassauna-Gewölbe dem Massivrücken von Vättis entsprechen. Wir versuchten nun, den Verlauf der Strukturen mit Hilfe von Schichtisohypsen festzulegen. Zunächst ergab sich, dass nach den Profilen von P. NÄNNY das Vilangewölbe in Richtung Nordost streicht, d. h. in entgegengesetzter Richtung, eher nach Vättis weist. Die zwischen Vilan- und Sassaunagewölbe angenommene Synklinale Steinbrück-Vals ist eigentlich keine solche, da sie durch eine tektonische Diskordanz vorgetäuscht wird. Die Darstellung zweier innerhalb der Flyschmasse gelegener Grenzflächen, und zwar der Unterfläche der Pfäfigratserie (Cenoman ?–Turon) und der Oberfläche der Faduraserie (unteres Senon) zeigt weiterhin, dass diese Serien als Ganzes zwischen Hochwang und östlichem Rhätikon in SW–NE-Richtung angeordnet sind, so dass die älteren Komplexe vorwiegend den Nordwestraum des Halbfensters, die jüngeren den Südostraum erfüllen. Die Nordostrichtung der genannten Schieferzone betrachten wir als zweifellos ostalpin, d. h. durch Schub aus dem ostalpinen Bogen gegen NW bedingt. Längs des Rhätikons findet eine Angleichung an die Rahmenrichtung statt, welche der Richtung des Südrandes der nördlichen Kalkalpen entspricht. Auf helvetische Einflüsse, d. h. auf Schub aus dem Westalpenbogen möchten wir nur die schwachen Verbiegungen der Grenzflächenisohypsen zurückführen. Hätte sich die altkristalline Untergrundtektonik im Stockwerk des Prätigauflyses bemerkbar gemacht, so müsste dies vor allem auch in den helvetischen Schubmassen zutreffen. Deren Oberfläche ist heute westlich des Rheins nicht mehr vorhanden, dagegen können wir den Verlauf und die Beschaffenheit der Glarner Überschiebungsfläche teils direkt feststellen, teils extrapolieren. Diese Trennfläche erscheint im Isohypsenbild als regelmässig geschwungene Gewölbeoberfläche, welche auffällig konform dem Rahmen des Prätigauer Halbfensters verläuft¹⁾. Da der zwischengelagerte Prätigauflysch einen ganz anderen

¹⁾ Das Fehlen eines Bereiches umlaufender Kurven westlich der Linie Chur–Sargans spricht für das Vorhandensein einer im Spättertiär offenen, später wieder zugeschobenen Erosionsfurchung im Bereiche des heutigen Rheintals.

Zonenverlauf zeigt, müssen wir annehmen, es sei die Aufwölbung der helvetischen Decken und diejenige des Halbfensters in relativ später Zeit der alpinen Orogenese entstanden. Der Innenbau der Flyschmassen dagegen ist altübernommen und steht mit der Lage der Massivrücken in keiner Beziehung.

Im Hochwangegebiet zeigen die Isohypsen einen merkwürdigen Verlauf. Es liegt hier eine Synklinale vor.

Falknis- und Sulzfluh-Decke

Diese beiden Einheiten umfassen vorwiegend jurassische und kretazische Bildungen, während ältere Komplexe teils in geringer Mächtigkeit ausgebildet, oder während des Deckentransportes „auf der Strecke geblieben“ sind. Die Falknis-Decke weist eine rudimentäre Trias auf. An der Basis der Sulzfluh-Decke sind Schollen grünen Granites aufgeschlossen. An eine Eingleitung und Einbettung dieses Kristallins zur Oberkreidezeit ist kaum zu denken, da polygene Oberkreidegesteine vom Typus der Tasna-Oberkreidekonglomerate fehlen. Zu den gut gebankten, vorwiegend dunkelgrauen Malmkalken der Falknis-Decke stehen die hellen Riffrkalke der Sulzfluh-Decke in auffälligem Kontrast. Merkwürdigerweise vikariieren die beiden tektonischen Einheiten im Gebirgsbau miteinander. Die Falknis-Serie weist im westlichen, die Sulzfluh-Serie im östlichen Rhätikon grössere Mächtigkeit auf. Die von R. STAUB (1948) neuerdings auf Faciesverhältnisse zurückgeführte relativ geringe Mächtigkeit der Falknis-Serie der Weissfluhgruppe ist wie diejenige der Sulzfluh-Decke viel eher durch tektonische Vorgänge verursacht. In der höchsten Abspaltung der Sulzfluh-Decke, der Viehcalanda-Schuppe (Madrisa-gebiet) sind Anklänge an die Ausbildung der Aroser Zone feststellbar, Triasdolomit und Rhaet schalten sich zwischen Kristallin und Jura ein.

Die Aroser Schuppenzone

Diesem tektonischen Stockwerk wurden ursprünglich all die mannigfaltigen und verschuppten Serien zwischen Sulzfluh-Decke und dem überfahrenen („eingewickelten“) Kristallin des Parpaner Rothorns, somit auch das Schuppenpaket des Parpaner Weissorns und des benachbarten Tschirpen zugerechnet. Später trennten R. BRAUCHLI (1921) und der Verfasser die letzterwähnte Tschirpen-Decke ab. 1934 wurde sie ihrer Facies wegen (untere Trias u. a.) ins Oberostalpin gestellt (1934). In der Aroser Zone liessen sich zwei Serien als extreme Typen aufstellen, die durch seitliche und vertikale Übergänge verbunden sind. Gemeinsam ist beiden die Unterlage von Altkristallin, Verrucano, Buntsandstein und Triasdolomit. Als „normale Folge“ bezeichneten wir die darüber liegenden Kalke und Schiefer von Rhaet und Lias, die „Aptychenkalke“, welche bis dahin in Mittelbünden keine Aptychen geliefert haben, sowie die Radiolaritgruppe und die als jüngste Bildung am Maraner Bergli auftretenden globotruncanenführenden Schiefer. Orogene Bildungen nannten wir andererseits die monomikten Liasbreccien, die nach oben in polygene Breccien, Sandsteine und Schiefer übergehen, welche letztere Gesteine wir mit den Saluvergesteinen der Piz Nairkette bei St. Moritz verglichen. Diese Bezeichnung ist für Mittelbünden nicht mehr verwendbar, da wir nicht wissen, was wir unter diesem „Pseudonym“ zu verstehen haben, solange R. STAUB und FR. RÖSLI sich weder über die Originallokalität noch über das Alter der Engadiner Gesteine einigen können. Was das Alter der orogenen Sedimente der Aroserzone anbelangt, so sind bei Wallbrunnen (Fondeital) in einer Breccie Radiolaritkomponenten gefunden worden, was im vorliegenden Fall für Jura oder Jüngeres spricht. H. GRUNAU (1947) hat

bei Arosa festgestellt, dass die Maranerbreccie ins Hangende der Radiolaritserie gehört und sie als obere Kreide angesprochen.

Wir haben die Aroser Schuppenzone seit Jahren als Abkömmling der Err-Bernina-Decke Südbündens bezeichnet und halten an dieser Auffassung fest. Es gibt im tektonischen Hinterland keine andere Einheit, deren Schichtreihe mit der Aroserzonen-Serie so gut übereinstimmt. Die von R. STAUB (1937, 1948) vorgenommene Einweisung in ein höheres tektonisches Niveau des Oberengadins halten wir für nicht genügend begründet. Auch ist die Verbindung Aroser Weisshorn-Foil Cotschen-Bergünerstöcke nicht akzeptabel, da, wie schon R. BRAUCHLI (1921) annahm, die fazielle Übereinstimmung von Tschirpen-Decke und Foil Cotschen eine bessere ist. Die „jurassische“ Radiolarit-Transgression fehlt in der Aroserzone, sie ist dagegen am Tschirpen wie am Foil Cotschen vorhanden. Die Aroserzone kann somit nicht ins Mittelostalpin gestellt werden. Wenn ein tektonisches Element in diese Kategorie gehört, so sind es immer noch die Aroser Dolomiten. Wie in ihrem südlichen Äquivalent, der Aela-Decke (Bergüner Dolomiten), so fehlt auch in den Aroser Dolomiten die untere Trias. Dies im Gegensatz zur Tschirpen-Decke, welche wir deshalb immer noch als das höhere bzw. südlichere Element auffassen. Will man beide Decken ins Oberostalpin stellen, so verschwindet die Abteilung des Mittelostalpins aus der Nomenklatur der Geologie Mittelbündens.

Das Unterengadiner Fenster

Dieser imposante Aufschluss penninischer und unterostalpiner Decken inmitten oberostalpiner Kristallinmassen und Dolomit-Kalkkomplexe ist als solcher 1904 vom genialen französischen Forscher P. TERMIER entdeckt worden. Das Gebiet befindet sich zur Zeit in Bearbeitung. Wenn trotzdem darüber berichtet wird, so geschieht dies vor allem, weil die Fensterserien teilweise eine vermittelnde Stellung zwischen nord- und südbündnerischen Gesteinsfolgen einnehmen.

Im argen liegt einstweilen noch die Stratigraphie des tiefsten Gewölbekerns, der im Mondingebiet am besten aufgeschlossenen basalen Bündnerschiefer. Die Metamorphose hat besonders im Mittelteil und im Nordosten die Fossilspuren verwischt. W. HAMMER erwähnt nur ein Radiolar aus der Mondingruppe. Radiolarien sind aber bekanntlich keine Leitfossilien.

Der Fensteraufschluss reicht im Unterengadin in grössere Tiefe hinab als im Prätigau. Die mächtigen, oft recht massigen Kalkschiefer der Mondinbasis und von Finstermünz erinnern stark an Viamalaschiefer. Die Einlagerung mächtiger Grünschieferkomplexe spricht nicht gegen die Richtigkeit eines Vergleichs mit der Adula-Decke. Wichtig ist, dass eine Grenze gegen höhere penninische Serien im Samnaun gezogen werden kann. Es liegt hier über den ziemlich stark metamorphen Schiefen des Talgrundes eine Schuppenzone, deren Trias W. HAMMER schon kartiert und beschrieben hat. Als trennende Elemente treten in dieser Zone von Chè d'Mott-Mutt neben Triasdolomit auch Grünschiefer und Radiolarite auf. Sie trennen mächtige Massen jüngerer Kalkschiefer, welche im Piz Rozgebiet gegen 1000 m stark werden. Diese Schuppenzone steht mit derjenigen des Piz Champatsch bei Schuls in Zusammenhang und kann am ehesten mit der Platta-Decke Südbündens in Beziehung gesetzt werden; wir nannten sie mit R. STAUB 1921 Zone von Champatsch. Als alleiniger Vertreter des Unterostalpins und den ganzen Raum bis ans Silvretta-Kristallin hinauf erfüllend, erscheint sodann die Tasna-Decke. Im Westen, bei Ardez, ruhen ihre Sedimente auf einer ziemlich mächtigen altkristallinen Unterlage, auf alten Schiefen mit intrudiertem grünem Granit. Einschaltungen mächtiger Ophiolithe führten hier zu tektonischen Komplikationen. Die altkristalline Unterlage

keilt gegen Nordosten aus. Immerhin konnten wir im Samnaun noch Granitschollen entdecken, und zwar nördlich Chant da Alp trida (Alp Trider Eck) und am Munt da Chöls bei Compatsch. Hier zieht die durch Gipsmassen und Verrucanovorkommen gekennzeichnete Deckenbasis durch. Die ganze Serie ist in den Samnauner Alpen und in der Val Fenga durch Walzfaltencharakter ausgezeichnet. Vor allem fallen die gewaltigen Zylinder von Steinsberger Lias auf. W. PAULCKE erwähnte aus den Kalken der Val Fenga (Fimbertal) Arietiten, wir fanden solche letztes Jahr im Samnaun (Muller nördlich Compatsch). Belemniten und Gryphaeen sind stellenweise häufig. Die Kreideserie der Tasna-Decke mit ihren einsedimentierten Granitschollen, mit ihren Transgressionspschepiten des Urgo-Aptien, des Gault und der Oberkreide (*Couches rouges*) ist in den Erläuterungen zu Blatt Ardez zur Genüge beschrieben worden. Ob die *Couches rouges* wie in der Weissfluhgruppe von der Oberkreide noch ins Untereocaen hinaufreichen (Feststellung von M. REICHEL), wissen wir nicht. Wir vermuten dies vor allem vom Flysch, der wechselnd sandig, kalkig und tonig beschaffen ist. Ihm sind Ophiolithe (Serpentin, Diabas und Gabbro) mit Primärkontakt eingelagert. Auch die gewaltige Diabas- und Diabastuffmasse des Bürkelkopf gehört primär zu diesem Flysch. Es existiert somit über der Deckenbasis der Tasnaserie, die von Ardez über Ftan-Piz davò Lais-Fuorcla Zebblas-Munt da Cherns verläuft, nur eine stark verfaltete unterostalpine Schichtfolge. Von einer Aroserzone, als Vertreter des Mittelostalpins, wie sie R. STAUB immer wieder erwähnt, fehlt hier jede Spur. Die Ophiolithe sind dem Tasna-Flysch primär eingeschaltet und können nicht als einer Quaternals-Geosynklinale entstammend betrachtet werden. Es gibt im ganzen Unterengadin keine solchen mittelostalpinen Ophiolithe, auch diejenigen der Clemgiaschlucht werden von Tasnasedimenten überlagert.

In der nordöstlichen Fensterecke fassen wir im Anschluss an W. HAMMER die mächtige Verrucanomasse des Burgfelsens von Ladis als Fortsetzung des Samnauner Verrucanos unserer Tasna-Decke auf. Gegen Süden zu kann die Tasna-Serie nur mit der Err-Bernina-Decke in Beziehung gesetzt werden, sie nimmt faziell zwischen Falknis-Sulzfluh-Decke und der Bernina-Decke eine vermittelnde Stellung ein. Auf eine genauere Einreihung in den Ablagerungsraum verzichten wir einstweilen.

Einige Schwierigkeiten bietet die tektonische Heimweisung der Klippe des Stammerspitz-Gipfels in der hinteren Val Sinestra. Hauptdolomit, fossilführendes Rhaet, Liashbreccie, Liaskalk, fraglicher Radiolarit und Oberjurakalk ruhen hier verfault und verschuppt den penninischen Schiefer diskordant auf. Die von W. PAULCKE seinerzeit angenommene Verbindung mit dem Triaszug Chè d'Mott-Munt da Cherns (Samnaun), d. h. mit unserer Champatsch-Serie besteht nach unseren neueren Aufnahmen nicht zurecht. Auf Grund von Vergleichen mit den jüngeren Schichtgliedern der Scarl-Decke in den östlichen Unterengadiner Dolomiten betrachten wir die Stammerklippe als Abkömmling dieser Einheit. Damit sehen wir uns vor die Frage gestellt, weshalb im Liegenden der Stammerserie die Tasna-Decke fehlt. Zukünftige Aufnahmen werden ergeben, ob diese Lücke durch Abscherung entstanden ist oder ob eine Reliefüberschiebung vorliege.

Der Bau des Unterengadiner Fensters und seine Lage im alpinen Orogen

Weder die Einheiten des Fensterinnern noch die Rahmenelemente des Unterengadiner Fensters sind konzentrisch angeordnet. Die Tatsache des Vorliegens verschiedenartiger Rahmenteile veranlasste seinerzeit BR. SANDER, von einem Scherenfenster zu sprechen und gleichzeitig die Annahme kurzfristiger Schübe zu vertreten. Im Mittelteil des Fensters sind Rahmen und Inneres insofern konform, als hier eine

gewaltige Antiklinale vorliegt. Gegen Osten zu weicht die Gewölbeaxe der tiefen Elemente, wie schon angedeutet wurde, von der Fensteraxe ab. Im Westen ist der Grossbau recht kompliziert gestaltet. An Stelle eines Gewölbes mit ziemlich steil gestellten Schenkeln tritt eine breite Antiklinalzone, welche axial steil gegen Westen einfällt. Gleichzeitig zweigt vom Mondingewölbe ein Sattel ab, der über das Quellengebiet von Scuol-Tarasp nach Südwesten verläuft, um von hier in den Crap Putèr anzusteigen. Die Richtungsdivergenzen der tektonischen Grossformen können wie im Prätigau so auch hier auf ungleiche Schubrichtungen während verschiedener Gebirgsbildungsphasen zurückgeführt werden. Dass dadurch auch eine vermehrte Beanspruchung der Gesteinsmassen bedingt war, ist leicht einzusehen. In der relativ starren Masse des auflagernden Silvrettakristallins kam es zu weitgehender Pseudotachylitbildung. P. BEARTH hat diese auffälligen Tektonite eingehend beschrieben. Ob diese Pseudotachylite als rekristallisiertes Gesteinspulver oder als Schmelzflussprodukte anzusprechen sind, ist für die Deutung ihrer Entstehungsursache belanglos. H. JEFFREYS (1942) versuchte die Bedingungen, unter welchen Schmelztektonite als Reibungsprodukte entstehen, rechnerisch festzulegen. Er kam dabei auf Schubgeschwindigkeiten von hundert Metern in einigen Stunden, die als zu hoch bezeichnet werden müssen, wobei allerdings von Voraussetzungen und Materialverhältnissen ausgegangen wurde, die den unsrigen nur teilweise entsprechen. Dieser Versuch eines Geophysikers verdient immerhin Beachtung. Dass bei Schubvorgängen örtlich hohe Temperaturen auftreten müssen, wurde in der Diskussion der von F. M. TROTTER (1919) im englischen Kohlengebiet angestellten Beobachtungen betreffend Änderungen im Kohlenwasserstoffgehalt betont. Es war dabei die Rede von 600 bzw. 700° C., einer Temperatur, welche im Falle der Pseudotachylithe wohl beträchtlich überschritten wurde. Auf der Prätigauerseite der Silvretta wurden Pseudotachylithe bis dahin nicht gefunden. Die tektonische Auflast war hier eine geringere und die Schubbahn, wie Isohypsenkonstruktionen zeigen, nicht so höckerig gestaltet.

Auf der Südwestseite des Fensters wird dessen Rand weithin durch den „Oberen Gneiszug“, eine schmale Zone von Altkristallin, die lokal aussetzt, und durch die an- und aufgeschobenen Dolomiten gebildet. Vom Piz Nair bei Tarasp bis zum Piz S-chalambert ist es die oberostalpine Dolomit- und Kalkmauer der Scarl-Decke, am Piz Ajüz und Piz Lad sind es die zur Ötztal-Decke gehörigen Triasmassen, welche den Rahmen aufbauen. Über die Zusammenhänge der grossen Kristallinkomplexe haben sich E. WENK (1934) und R. STAUB (1937) eingehend geäussert. Die Scarl-Decke ruht normal auf ihrer altkristallinen Unterlage, dem Uina- und Sesvenna-Kristallin, das auch am Aufbau des Oberen Gneiszuges beteiligt ist. Hier, an dessen Nordrand ist in Richtung Nauders, d. h. gegen Osten hin eine klare Abtrennung von der Ötzmasse nach den bisherigen Aufnahmen nicht erkennbar, sie kann nach der Karte von W. HAMMER nur vermutet werden. Die nachträgliche Trennung von Uina- und Silvrettakristallin erfolgte an einer dem südlichen Fensterrand parallel laufenden, d. h. WSW-ENE gerichteten Linie, d. h. durch NNW-Schub. Die Ötzmasse dagegen wurde gegen WNW hereingeschoben. Die Darstellung von Silvretta-, Sesvenna- und Ötzmasse in einem Profilschnitt lässt somit keine Schlüsse auf ursprüngliche Zusammenhänge ziehen. Während alle drei Komplexe zusammen schon frühzeitig grosse Schubdistanzen zurückgelegt haben, sind ihre relativen Bewegungen recht bescheidene gewesen. Die Silvrettamasse hat als eigentlicher *traineau éraseur* aus dem Ostalpenbogen heraus einen weiten Weg über den Westalpenbau hinweg zurückgelegt. Dafür zeugen vor allem die gegen Nordwest vergierenden Faltenzüge des Rhätikons, des Landwasser- und Duncangebietes. Im Unterengadin erscheinen als Zeugen weiteren Transportes der Silvrettamasse an derer

Basis verschleppte Triasschollen, so u. a. südlich des Crap Putèr (Munt della Bescha) bei Tarasp, bei Guarda, am Pit Cotschen und am Parditschergrat im Fimbertal.

Es sei nunmehr auch die Frage gestellt, weshalb im Unterengadiner Fenster keine typischen und zusammenhängenden mittelostalpinen Elemente vorhanden sind. Als Mittelostalpin ist in diesem Alpensektor die Ortler-Decke, nach R. STAUB auch die Quaternals-Umbrail-Decke zu bezeichnen. Wir möchten heute auf Grund der Untersuchungen von U. KAPPELER, obschon derselbe zu andern Schlüssen kam, und in Anlehnung an die Auffassungen von W. LEUPOLD (1934) und W. HAMMER (1938) annehmen, dass die Ortlerzone gegen Südsüdwesten überschoben sei. Sie zeigt faziell grosse Übereinstimmung mit der angrenzenden Scarl-Decke. Tektonisch besteht ebenfalls eine sehr enge Verknüpfung, denn östlich des Etschtales (Vintschgau) lassen sich Trennungen zwischen Ötz-, Sesvenna- und Ortlerkristallin nicht nachweisen. Nach unseren Erkundigungen haben auch die Kraftwerkbauten der Montecatini S.A. für die Existenz solcher Trennflächen keinerlei Anhaltspunkte geliefert. Das negative Argument von R. STAUB (1948), wonach Trennflächen vorhanden, aber noch nicht nachgewiesen seien, vermag nicht zu überzeugen. Im ganzen Ofenberg- und Ortlergebiet haben die Schubphasenrichtungen, wie H. EUGSTER (1923), H. BOESCH (1937) und W. LEUPOLD (1934) zeigten, gewechselt. Der letztgenannte Autor stellt sogar fest, dass die Anordnung der Gesteinszonen in der Scarl-Decke den Schluss zuliesse, dass die ganze Schubmasse, bezogen auf die heutige Lage, aus Osten oder Nordosten eingewandert sei. In Berücksichtigung der ganzen Bau- und Gesteinsverhältnisse kann man die Frage stellen, ob noch eine Berechtigung vorliege, ein Mittelostalpin auszuscheiden. Unsere Auffassung, wonach es zweckmässiger wäre, das Mittelostalpin zum Oberostalpin zu schlagen, wird durch die Ergebnisse von Gb. DAL PIAZ (1936) gestützt, welcher für das Tauernfenster die Existenz des Mittelostalpins negiert.

Die Möglichkeit des Vergleiches von Unterengadiner Schichtfolgen mit solchen der Prätigauer Bucht erleichterte die Erforschung des Fensters weitgehend. Noch bleibt viel Arbeit zu leisten. Die Unregelmässigkeit der Ablagerungsräume, die Girlandenbildung, das Ineinandergreifen von West- und Ostalpenbogen mit entsprechendem Wechsel der Schubrichtung bedingen eine Erschwerung der Rekonstruktion von Vorgängen. Dass in früheren und späteren Zeiten Reliefüberschiebungen stattfanden, wie sie schon vor Jahren im Fenstergebiet angenommen wurden, ist verständlich. Für die primitive Schweregleithypothese, wie sie in letzter Zeit von verschiedenen Autoren propagiert wird, bleibt recht wenig Spielraum. Tangentialer Massentransport und isostatische Ausgleichsbewegungen, das Verschwinden mächtiger Gesteinsstreifen nach der Tiefe hin, und der Nachschub weiteren Materiales von aussen her, kommen, wie dies O. AMPFERER immer wieder betonte, zur Deutung des Gebirgsbaues vor allem in Betracht. Die Schwerewirkung macht sich dabei vorwiegend in der Vertikalen geltend. Es ist ein Fliessen unter weitgehender Beibehaltung der elastischen Eigenschaften, es sind Bewegungsvorgänge, wie sie B. GUTENBERG und H. JEFFREYS (1950) annehmen, welche unseren Vorstellungen vom Werden der Alpen am besten entsprechen.

Literatur

- BOESCH, H. (1937): *Geologie der zentralen Unterengadiner Dolomiten*. Diss. Zürich.
 BRAUCHLI, R. (1921): *Geologie der Lenzerhorngruppe. Geol. von Mittelbünden*. Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 49, II.

- CADISCH, J. (1934): *Der Bau der Schweizeralpen*. (Zürich, Beer & Cie.)
- BEARTH, P. und SPAENHAUER, F. (1941): *Erläuterungen zu Blatt 420 Ardez* des geol. Atlas Schweiz, 1:25000, Bern.
- EUGSTER, H. (1923): *Der Ostrand des Unterengadinerfensters*. Ecl. geol. Helv., 18, 2.
- GRUNAU, H. (1947): *Geologie von Arosa*. Diss. Universität Bern.
- HAMMER, W. (1938): Bemerkungen zu R. Staubs „*Geologische Probleme um die Gebirge zwischen Engadin und Ortler*“. Verh. Geol. Bundesanstalt, Nr. 11–12.
- JEFFREYS, H. (1942): *On the Mechanics of Faulting*. Geol. Magaz.
- (1950): *Earthquakes and Mountains*. Methuen, London.
- LEUPOLD, W. (1934): *Gemeinsame Einleitung zu den Exkursionen 92, 93 und 94 (Unterengadiner Dolomiten)* in: Geol. Führer Schweiz. Basel.
- NÄNNY, P. (1948): *Zur Geologie der Prätigauschiefer zwischen Rhätikon und Plessur*. Diss. Zürich.
- DAL PIAZ, G. (1936): *La struttura geologica delle Austriadi, Nota I, Il sistema austroalpino lungo il bordo occidentale della «finestra del Tauri»*. Atti R. Istituto Sci. ecc. 95, 2. Venezia.
- STAUB, R. (1937): *Geologische Probleme um die Gebirge zwischen Engadin und Ortler*. Denkschr. Schweiz. naturf. Ges. 72, 1.
- (1948): *Über den Bau der Gebirge zwischen Samaden und Julierpass und seine Beziehungen zum Falknis- und Berninaraum*. Beitr. geol. Karte Schweiz. [N.F.] 93, Bern.
- TROTTER, F. M. (1949): *The devolatilization of coal seams in South Wales*. Quart. J. Geol. Soc. of London, 149.
- WENK, ED. (1934): *Der Gneiszug Pra Putèr–Nauders im Unterengadin und das Verhältnis der Umbraildecke zur Silvretta-Ötztaldecke*. Ecl. geol. Helv. 27, 1.

2. Vortrag:

RUDOLF STAUB: **Tektonische Beziehungen zwischen Alpen und Apennin.**
Das Manuskript dieses Vortrags wurde zu einer umfangreichen Arbeit erweitert, die in *Eclogae geol. Helv.*, 44, erscheinen wird.

b) KURZREFERATE

1. — CHARLES CHENEVART (Lausanne): **Bref aperçu du problème tectonique que posent les fractures de distension en géologie du pétrole.** Avec 3 figures dans le texte. (With a Summary in English.)

Summary. The moderately folded areas of North Africa and the Middle East are often bordered by sharply asymmetrical anticlines with steep external flanks, rather flat tops and gently dipping internal flanks.

Whilst most of these marginal anticlines are of current type resolving laterally into broad monoclinal flexures, a thorough examination reveals structural features of distinctly differential characteristics in those presenting great accumulations of plastic formations in their core.

The distribution of the plastic sediments shows that such accumulations can neither be attributed to a simple rock flowage nor to the thickening accompanying the movements generative of the collapse structures described by J. V. HARRISON and N. L. FALCON. This distribution (fig. 1, zones of laminar and turbulent movements) renders obvious the intervention of an upwards acting force, the combined effects of which give rise to the breaking up of the overlying compact limestone. We have termed "*distension fracture*" the dislocation which results from this breaking up.

Thus, a distension fracture, a fact easily observable on the field, involves a displacement and, as confirmed by the sedimentologic and micropaleontologic study, an adduction of plastic material, the origin of which should be determined by examining its distribution in the areas surrounding the marginal anticlines. Through lack of outcrops, there was no possibility of doing so on the field.

However, by undertaking the systematic study of the facts generally characterizing the disharmonic foldings, we have established the map of figure 2.

This map, an idealized construction, shows, in dashed lines, the isobases of an infrastructure and, in full isopachous lines, the distribution of the plastic material comprised between this deep seated anticline and the disharmonically folded surface structures, as often encountered in tectonically well defined areas.

If we integrate the numeric data of this map with the geological facts observed in the marginal anticlines, we are led to take the above quoted accumulations to be due to the displacement of the plastic material from A to B as expressed in the cross-section, figure 3.

In such a case, there is much evidence that this displacement is genetically connected with the folding of the buried anticline and is the immediate cause of the uprising of the surface anticline fractured in B.

We conclude therefore that the discovery of a distension fracture must incite the oil geologist to much circumspection, as such a fracture is likely a surface indication of a disharmonic folding.

In order to utilize to the full surface data which have not been utilized enough as yet for subsurface interpretation, we further mention some correlative facts as disharmonic folding and diversity of trends, distension fractures and unconformities in deep wells, distension fractures and sudden change of dips, distension fractures and collapse structures.

1. Introduction

Au cours d'explorations géologiques en Afrique du Nord et dans la partie septentrionale de la Péninsule Arabique, notre attention a été attirée par la nature des déformations affectant certaines aires tectoniques modérément plissées.

C'est souvent par un brusque plongement des couches que s'effectue le passage de ces aires tectoniques aux régions non disloquées. Ainsi, le flanc externe des anticlinaux de bordure accuse souvent de 70 à 90° de pendage alors que le flanc interne n'est que faiblement incliné.

A première vue, ces anticlinaux de bordure n'offrent rien de bien particulier et se résolvent latéralement en plis monoclinaux à flexure de plus en plus large. Mais, tout en mettant en évidence la banalité de ce style tectonique dans la plupart des cas, l'examen minutieux du comportement des couches, de part et d'autre des charnières anticlinales, nous a révélé l'existence de traits structuraux à caractères nettement différentiels dans deux, au moins, des anticlinaux observés.

S'il est, en effet, communément admis que toute déformation de couches (alternance de calcaires compétents et de marnes incompétentes) s'accompagne d'un renflement dans la région axiale des plis engendrés et ceci par simple ajustement des matériaux, nous ne pouvons pas attribuer à pareil ajustement les énormes accumulations de sédiments plastiques qui constituent le noyau affleurant de ces anticlinaux.

De telles accumulations pourraient être imputées à quelque glissement par gravité qu'expliquerait la forte inclinaison du flanc externe sus-mentionnée. Glissement et augmentation concomitante d'épaisseur seraient alors comparables à ceux que présentent les «collapse structures» décrites par J. V. HARRISON et N. L. FALCON¹). Mais, à l'encontre de ce qui se passe dans les «collapse structures», lesquelles,

¹) J. V. HARRISON and N. L. FALCON, Gravity collapse structures and Mountain ranges, as exemplified in South-Western Iran. Quarterly Journal of Geol. Soc. London, Vol. 92, No. 365, 1936.

Pour ce qui a trait à l'augmentation d'épaisseur des marnes en mouvement, voir les croquis explicatifs des structures en vantail et en cascade (flap and cascade structures) dudit ouvrage (fig. 1, p. 93 et fig. 4, p. 97).

d'après ces auteurs, résultent exclusivement de phénomènes de gravité, les faits que nous avons observés rendent manifeste l'intervention d'une *force ascensionnelle* dont l'effet, s'ajoutant à celui produit par le refoulement latéral des formations plastiques, provoque l'éclatement des formations rigides sus-jacentes. C'est à la disjonction résultant de cet éclatement des couches compactes que nous avons donné le nom de *fracture de distension*.

2. Faits observés

Le terme «fracture de distension» exprime donc un effet et sa cause: la fragmentation d'une roche rigide et la tension extrême à laquelle cette roche a été soumise avant de céder. La fragmentation est un état de fait, elle est aisément observable

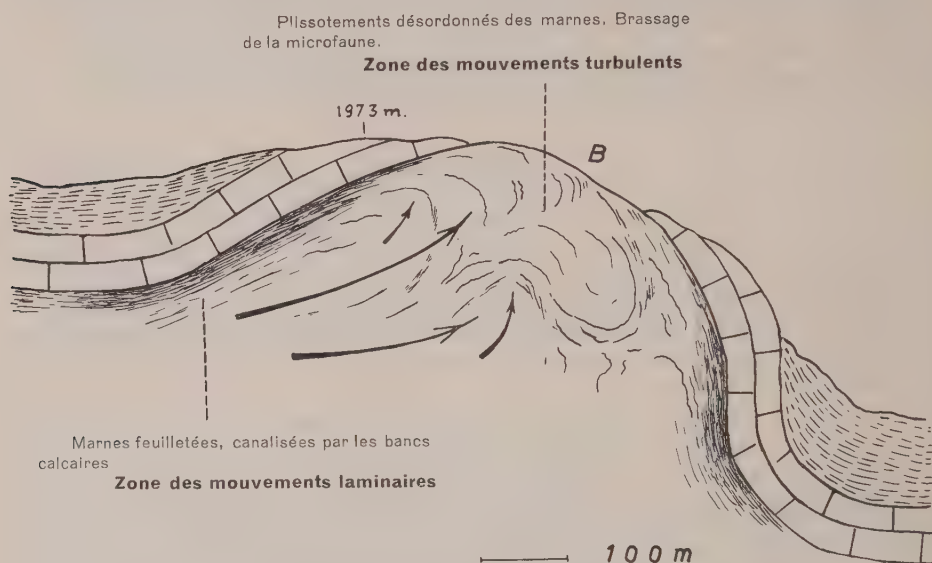


Fig. 1. Coupe schématique d'un anticlinal de bordure, marqué en B par une fracture de distension.

sur le terrain. Quant à sa cause, la distension, on ne la discerne pas à première vue et on serait enclin à lui substituer l'action des agents météoriques. Mais, à y regarder de plus près, on s'aperçoit que, contrairement à cette action qui s'opère de l'extérieur vers l'intérieur, la distension procède d'une force dirigée de l'intérieur vers l'extérieur: le mur des couches compactes examinés au pied des flancs, c'est-à-dire le long des arcs de fermeture anticlinale, est en effet beaucoup plus violemment disloqué que leur toit.

De plus, le contact des calcaires compacts et des marnes sous-jacentes est marqué par une intrication du matériel plastique et du matériel rigide, une interpénétration très nette, d'allure stylolithique. Les marnes, fortement appliquées contre les calcaires, sont disposées en feuillets extrêmement ténus. L'examen au microscope révèle, si ce n'est une véritable mylonitisation, du moins une intense compression que traduisent les déformations optiques très marquées des constituants minéraux des feuillets. Cet effet de compression, localisé à la surface de séparation de

deux milieux à propriétés mécaniques différentes, ne peut être attribué qu'à une surrection des marnes, à un mouvement puissant *dirigé de bas en haut* et contre-carré par les forces statiques des sédiments surincombants.

C'est à de tels mouvements, verticaux ou obliques, et aux résistances rencontrées qu'est dû l'aspect chaotique du centre des noyaux anticlinaux. Les sédiments s'y étalent, en effet, sans qu'aucune règle ne semble présider à leur répartition. Les marnes, écrasées, étirées, déployées en éventail, arquées en une multitude de plissements, semblent refoulées dans toutes les directions. En fait, l'analyse paléontologique révèle un violent brassage de la microfaune. L'ordre stratigraphique peut être inversé, les espèces les plus anciennes peuvent se rencontrer dans les couches les plus élevées en altitude, les niveaux-repères se répéter sans ordre. L'examen sédimentologique, mené parallèlement à l'étude comparée de la microfaune, met en évidence l'origine mécanique et non pas sédimentaire de la multiplication de ces niveaux-repères. De la comparaison de nombreux profils, dont plusieurs levés dans les régions non disloquées avoisinantes, il ressort qu'il y a eu incontestablement apport de matériel dans les anticlinaux de bordure.

Ce matériel apporté est réparti en zones que caractérisent la direction et l'intensité des forces transférantes, en fonction des résistances rencontrées (figure 1, zone des mouvements laminaires et zone des mouvements turbulents).

Ainsi, il nous paraît établi que les énormes accumulations de sédiments observées ne proviennent ni d'un simple ajustement ni d'un tassement par gravité des formations in situ, mais bien d'un mouvement ascensionnel, d'un déplacement massif de matériel plastique, déplacement capable de produire des actions de diastrophisme dont les anticlinaux de bordure, à charnière éventrée par distension, sont l'ultime aboutissement.

3. Interprétation

Il est évident que pareils déplacements ne peuvent s'effectuer qu'au dépens d'une zone qu'il nous resterait maintenant à déterminer. Il suffirait, pour cela, de prouver qu'aux dépressions que flanquent les anticlinaux, correspond un amincissement des formations plastiques. Faute d'affleurements suffisants, nous n'avons pu le faire sur place.

Nous nous sommes livrés alors à l'étude systématique des travaux publiés ces dernières années et relatifs aux diverses structures des régions pétrolifères connus. Procédant par éliminations successives des anticlinaux n'offrant pas ou peu de ressemblances avec nos anticlinaux de bordure, nous nous sommes finalement arrêtés aux sections présentant de fortes accumulations sédimentaires le long des charnières anticlinales. Ce que nous présumions, soit l'amincissement des séries plastiques aux points d'application des forces dont, par analogie, nous connaissions la direction et l'intensité, cet amincissement se trouve réalisé dans les dépressions synclinales des régions à plissement disharmonique²⁾. Dans ces régions, aux anticlinaux de surface correspondent presque toujours les plus grandes puissances de formations plastiques et, aux synclinaux, les plus faibles. Afin de concrétiser ces relations et les enseignements qui s'en dégagent, nous avons établi la carte ci-dessous (fig. 2).

²⁾ Qu'on veuille bien nous excuser de ne pas citer, vu leur grand nombre, toutes les sections structurales étudiées. Parmi les publications où figurent ces sections, mentionnons: G. M. LEES and F. D. S. RICHARDSON, *The geology of the oil belt of S. W. Iran and Iraq*. *Geol. Mag.*, vol. 77, n° 3, plate p. 245, 1940. — G. T. BARBER, *Review of Middle East*, *Petroleum Times*, June 1948.

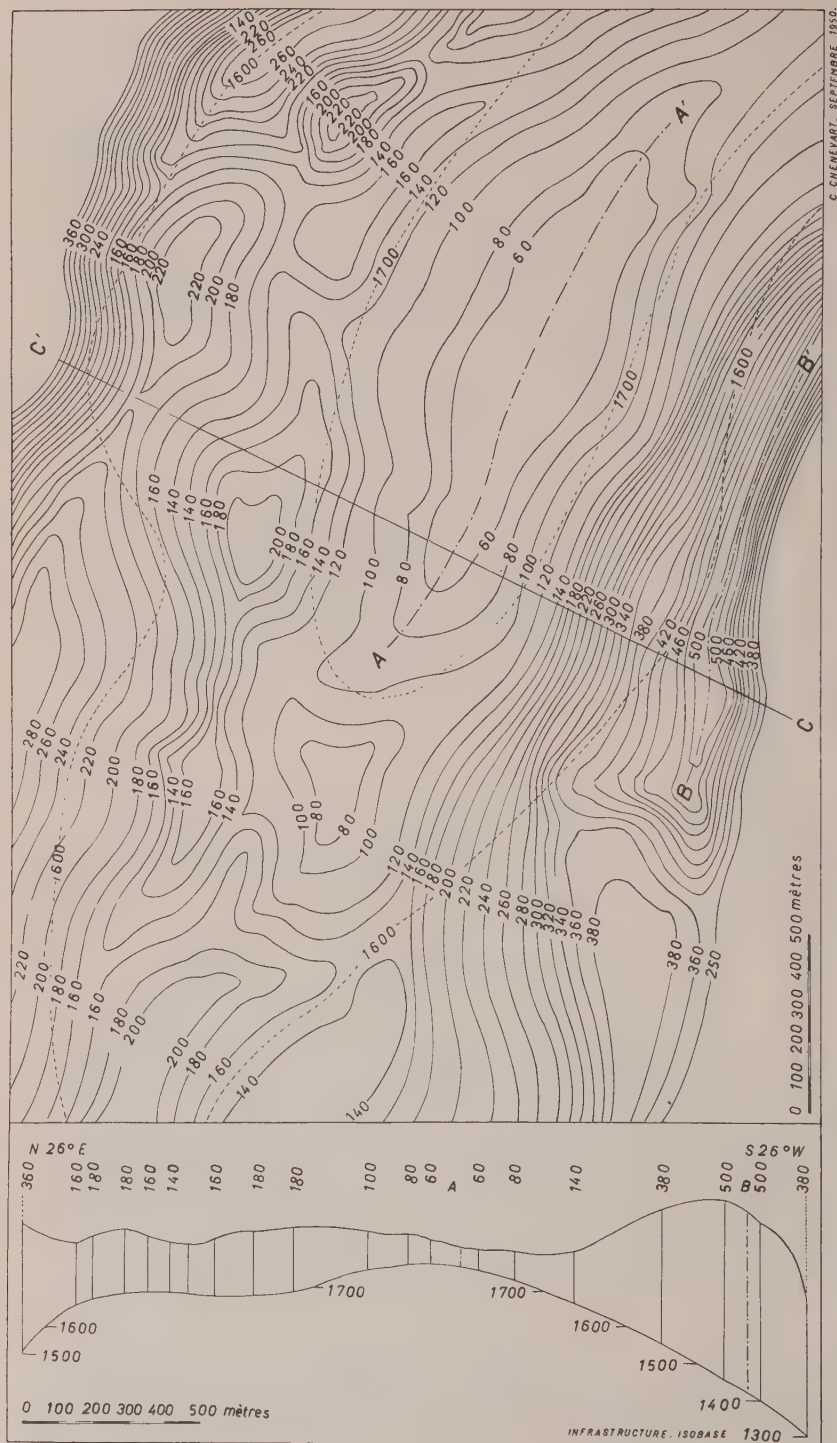


Fig. 2. Carte montrant un type de répartition des formations plastiques tel qu'il se présente dans de nombreux cas de disharmonie de plissement.
 — Isopaques des formations plastiques; AA' et BB', axes correspondant respectivement au minimum et au maximum d'épaisseur, 250 m. étant la moyenne en région non disloquée.
 - - - - - Isobases de l'infrastructure.
 A gauche, coupe selon CC' dans laquelle, en plus des données fournies par la carte, il est tenu compte des structures de surfaces.

Cette carte est une construction idéale, fondée non pas sur des hypothèses, mais sur les résultats positifs obtenus, dans diverses régions du globe, par les méthodes de géologie de surface et de subsurface, complétées par la prospection géophysique. En nous référant, d'une part aux travaux publiés et, d'autre part, aux faits que nous avons observés nous-mêmes sur le terrain, nous avons reconstitué, par juxtaposition de profils et conversion de plans, une aire tectonique qui réunirait, en un espace restreint, les traits structuraux les plus typiques et les plus fréquemment rencontrés dans les régions à plissement disharmonique bien défini.

Les courbes isopaques de cette carte indiquent l'épaisseur des formations plastiques comprises entre les bancs compacts d'une infrastructure et ceux des structures de surface. Etant donné la nature des pendages, les cotes d'épaisseur sont données en valeur absolue à la verticale.

Un coup d'œil jeté sur la figure 2 nous dispensera de longs commentaires. Toutefois, nous voudrions relever qu'un des caractères constants des plissements disharmoniques étudiés, est la répartition du matériel plastique selon un ordre de puissances croissantes à partir du sommet d'un anticlinal de profondeur, anticlinal dont nous avons indiqué deux isobases sur la carte.

Tout se passe comme si la surrection de cet anticlinal de profondeur avait déterminé un refoulement latéral du matériel plastique, lequel, en s'accumulant de part et d'autre de l'axe de l'infrastructure, aurait produit les anticlinaux de surface. Ceci se vérifie à tel point qu'en superposant à notre carte une carte structurale des plis de surface, on constate un parallélisme presque parfait de leurs isobases et des courbes isopaques.

Pour ne pas surcharger le dessin, nous avons renoncé à représenter ces isobases sur notre carte mais, en examinant la section à gauche de la figure 2, on pourra aisément se rendre compte de ce parallélisme exprimant l'interdépendance des structures de surface et des épaisseurs.

Si nous intégrons les données numériques fournies par cette carte dans l'ensemble des faits qui caractérisent les anticlinaux décrits dans le chapitre précédent, nous obtenons le croquis interprétatif suivant:

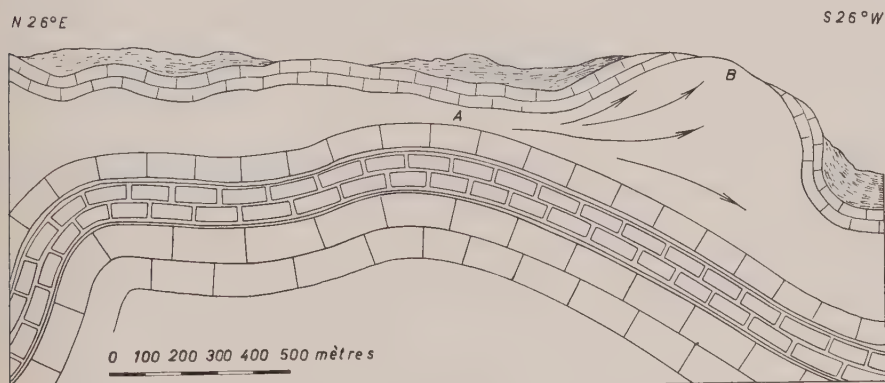


Fig. 3. Coupe structurale selon CC' (fig. 2)

montrant les relations entre plissement disharmonique et fracture de distension.

En A, point culminant de l'infrastructure, correspondant au minimum d'épaisseur des formations plastiques et à un synclinal de surface.

En B, fracture de distension provoquée par l'accumulation du matériel refoulé de A à B.

Cette interprétation introduit l'élément qui nous manquait dans la définition des forces génératrices des anticlinaux observés. De ces forces, la disposition du matériel plastique nous avait révélé la direction et l'intensité (fig. 1). Nous en connaissons, dès lors, le point d'application (A de la fig. 3).

En résumé, nous dirons donc qu'en région à plissement disharmonique, la répartition des volumes sédimentaires traduit l'intervention de forces propres à rendre compte de tous les faits observés dans les anticlinaux à charnière éclatée par distension.

4. Conclusion

Bien que les lois de la tectonique ne se prêtent guère aux simplifications des formules lapidaires, nous croyons pouvoir conclure de ce bref exposé que *les fractures de distension sont un indice de disharmonie de plissement*.

Etant donné que de telles disharmonies sont souvent inaccessibles à l'observation directe, tout particulièrement en régions faiblement plissées, étant donné, d'autre part, les déconvenues qu'elles peuvent causer dans la prospection du pétrole, il ne peut être qu'utile de signaler les moindres faits susceptibles d'en révéler l'existence.

Sans justifier à elle seule une campagne de géophysique, la découverte d'une fracture de distension incitera le géologue à redoubler d'attention lorsqu'il devra décider de l'implantation d'un forage. Et cela surtout si une telle fracture se trouve en une zone caractérisée par la diversité dans la direction des axes anticlinaux, diversité que nous pouvons considérer également comme une conséquence de la répartition désordonnée du matériel plastique entre deux plis disharmoniques. En outre, lorsque le coût d'une prospection gravimétrique ou sismique paraît prohibitif pour une région donnée, la présence d'une fracture de distension permettra au géologue de réduire la zone à explorer à une ligne passant par la fracture et le long de laquelle quelques sondages électriques peuvent suffire à confirmer ou à infirmer ses présomptions.

Et pour terminer, nous mentionnerons les fractures de distension comme cause possible de nombreux accidents rencontrés par les forages profonds. Nous voulons parler, entre autres, de ces soudaines absences d'un niveau-repère, de ces apparitions répétées d'un même horizon, de ces brusques changements de pendage si fréquents dans les aires sédimentaires où alternent formations compactes et formations plastiques avec prédominance des dernières. (Que le forage passe, par exemple, par le point B et l'apparence est créée d'une lacune stratigraphique.) Nous considérons, en effet, que les forces de refoulement invoquées ici peuvent être capables de vaincre les résistances rencontrées, même sous une grande épaisseur de sédiments.

D'autre part, nous nous demandons si à l'origine des «collapse structures» de J. V. HARRISON et N. L. FALCON ne se trouve pas une fracture de distension qui, en disjoignant les bancs compacts, aurait déclenché leur glissement.

2. — TONI HAGEN (Zürich): **Über den geologischen Bau des Mont Pleureur (Val de Bagnes, Wallis).** Erscheint später.

3. — FRANZ ALLEMANN und RUDOLF BLASER (Bern): **Vorläufige Mitteilungen über die Flyschbildungen im Fürstentum Liechtenstein.** Mit 2 Textfiguren.

R. BLASER: *Vorarlberger- und Vaduzerflysch*

FR. ALLEMANN: *Triesnerflysch und Flysch der Falknis-Decke*

Übersicht

Folgende grosstektonischen Einheiten werden im Fürstentum Liechtenstein angetroffen:

- tektonisch oben:
5. Lechtal-Decke (oberostalpin), besonders im Norden und Osten.
 4. Quetschzone, vorwiegend aus Gesteinen der Aroser Schuppenzone bestehend.
 3. Falknis-Decke (unterostalpin), im Süden des Landes.
 2. Flyschzone am Fusse der Drei-Schwesternkette und zwischen Schaan und Triesen.
- tektonisch unten:
1. Säntis-Drusberg-Decke (Helvetikum mit südlicher Alvierfazies), vertreten am Schellenberg im Norden und am Fläscherberg im Süden des Landes.

Ausser der basalen Flyschzone (2), welche ausschliesslich Flyschsedimente enthält, treten flyschartige Bildungen nur noch in der Falknis-Decke auf, da die helvetische Schichtreihe in diesem Gebiet mit dem Cenoman, die oberostalpine mit dem Norien abschliesst. Was Mächtigkeit und Verbreitung der Flyschbildungen betrifft, kommt der Zone 2 weitaus die grösste Bedeutung zu. Sie muss, aus Gründen, die später dargelegt werden, unterteilt werden in:

- tektonisch oben:
- 2c. Triesnerflysch: Nicht zur Falknis-Decke gehörige Flyschbildungen oberhalb des Dorfes Triesen.
 - 2b. Vaduzerflysch: Zusammenhängender Flyschkomplex vom Wildschloss im Norden über das Schloss Vaduz bis an den Nordrand des Triesner Bergsturzes.
- tektonisch unten:
- 2a. Vorarlbergflysch: Westliche Fortsetzung der südlichen Flyschzone Vorarlbergs. Im Zusammenhang verfolgbar bis zur Sackungsmasse von Mokkawald, südlich oberhalb Schaan.

Die Komplexe 2b und 2c wurden von D. TRÜMPY und anderen Autoren unter dem Sammelnamen „Triesnerflysch“ zusammengefasst.

I. DER VORARLBERGERFLYSCH (cf. Fig. 1)

A. Beschreibung der einzelnen Serien

Die folgende Beschreibung stellt nur eine ganz knappe Zusammenfassung der Resultate dar, welche während unserer Untersuchungen in den Jahren 1945–1948

erzielt werden konnten. Für die eingehendere Darstellung verweisen wir auf die später erscheinende Dissertation.

a) Schwabbrünnen-Serie

Sie stellt eine kompakte Gesteinsfolge dar, welche von der Landesgrenze im Tisnertobel bis zur Forstrüfe (nordöstlich von Schaan) den Sockel der fast 1000 m mächtigen Flyschschichtfolge bildet. Ihre Benennung erfolgte nach dem Steinbruch Schwabbrünnen zwischen Nendeln und Schaan, wo diese Serie in typischer Ausbildung aufgeschlossen ist. Der untere Teil der Serie wird vorwiegend aus dickbankigen, bläulichgrauen, bald gröber- bald feinerkörnigen Sandsteinen, welche mit einer ockergelben bis holzbraunen Rinde verwittern, aufgebaut. Dazwischengesaltet sind schwarzgraue Tonschieferlagen und mürbe, pflanzenhäckselreiche, schieferrige Sandsteine.

Im oberen Teil der Serie lagert sich ein ca. 20 m mächtiges Band von plattigen, dichten oder feinkieseligen Kalken zwischen die Sandsteine ein.

Der oberste Abschnitt der ungefähr 150-250 m mächtigen Serie wird durch eine mehrmalige Wechsellagerung von dicken Sandsteinbänken mit dünnbankigen bis plattigen Kalken gebildet. Als Begrenzung der Schwabbrünnen-Serie gegen die Plankner-Serie im Hangenden haben wir die letzte dicke Sandsteinbank angenommen.

Der gewöhnliche Typus der Sandsteine erweist sich im Dünnschliff als aus einer grobkörnigen und einer feinkörnigen Fraktion zusammengesetzt. Den Hauptanteil der Komponenten bilden polygranulare Quarzite. Ferner kommen häufig vor: Chloritquarzite, Chlorit-Glimmer-Quarzite und als isolierte Schuppen Muskovit und Biotit. Glimmergneise, Muskovitschiefer und Spilite bis Keratophyre sind verbreitet. An sedimentären Komponenten überwiegen Dolomite und dichte, malmartige Kalke.

b) Plankner-Serie

Keine Serie des Vorarlbergerflysches zeigt eine durchgehend so monotone Ausbildung wie die Plankner-Serie, welche die Schwabbrünnen-Serie überlagert. Sie ist am Ostende des Dorfes Planken, im Grosslochbachtobel auf 650-870 m Höhe und am Gehänge unterhalb des Frastanzersandes gut aufgeschlossen. In ihrer ganzen Mächtigkeit (150-200 m) besteht sie fast ausschliesslich aus dünnbankigen bis plattigen, dichten oder feinkieseligen Kalken, welche mit schmalen Zwischenlagen von Mergeln oder Mergelschiefern wechsellagern. Die dichten Kalke sind von hellgrauer oder blaugrauer Farbtonung und führen, wie auch die Mergel, zahlreiche Fucoiden. Die feinkieseligen Kalke erweisen sich im Dünnschliff meist als ausgesprochene Spongite. Untergeordnet schalten sich in der Plankner-Serie plattige, harte, stark glimmerführende und stets feinkörnige Sandsteine ein. Die Schichtflächen dieser Sandsteine führen meistens schwarze Pflanzenhäcksel.

c) Planknerbrücke-Serie

Über der Plankner-Serie und mit dieser durch allmählichen Übergang verbunden folgt eine sehr heterogene Schichtfolge. Der Steinbruch bei der Planknerbrücke (an der Strasse zwischen Schaan und Planken) stellt einen charakteristischen Aufschluss dieser Serie dar. Er wurde als Typlokalität verwendet.

Kein Profilabschnitt des Vorarlbergerflysches ist derart abwechslungsreich wie derjenige der Planknerbrücke-Serie. Sandsteine verschiedener Art, schwarze Tonschiefer, helle Mergelschiefer, dichte und kieselige Kalke, feinere und gröbere Sandkalke, Kalkbrekzien und polymikte Brekzien wechseln vielfach miteinander.

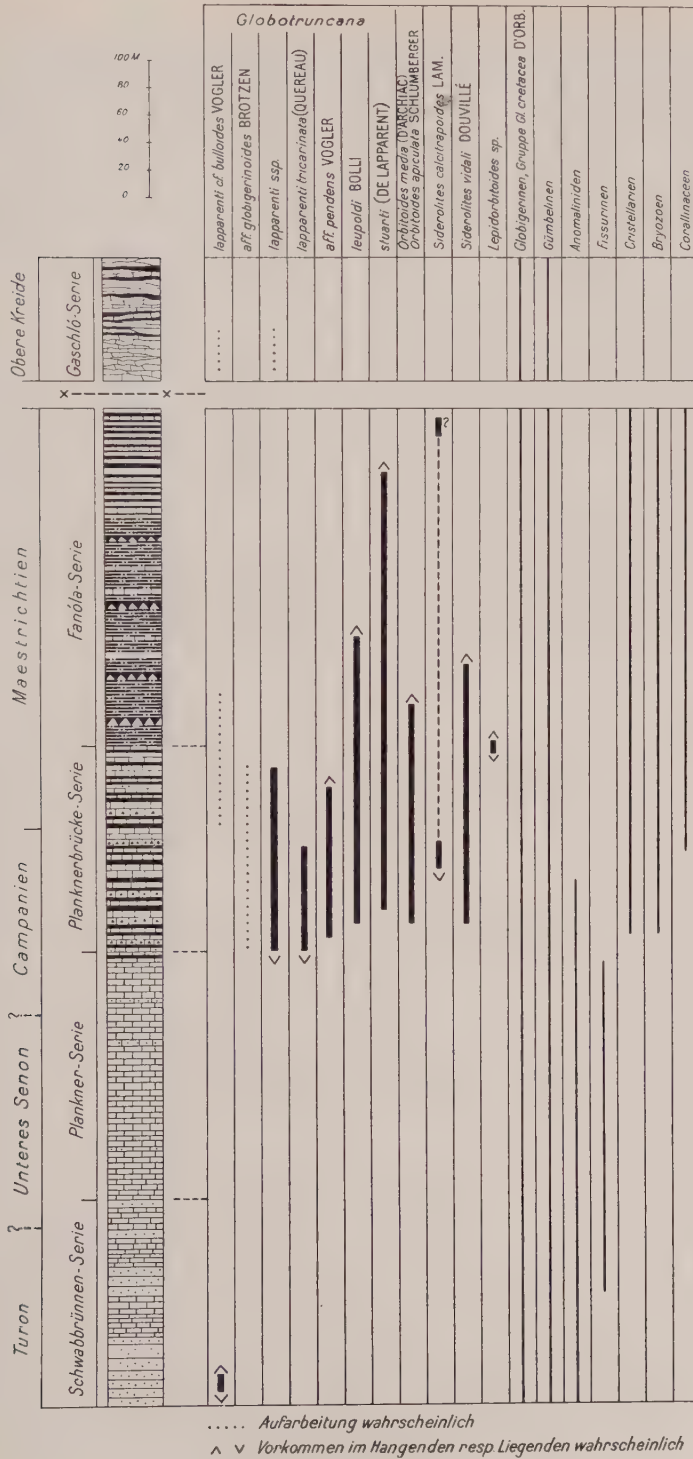


Fig. 1. Verteilung der Fossilien im Vorarlbergerflysch.

Während der Ablagerung dieser Serie war der Sedimentationsprozess ein mehrfach zyklischer. „Graded bedding“ ist eine verbreitete Erscheinung. Diese äussert sich darin, dass gröbere Brekzien in ein und derselben Bank nach oben hin erst in gröbere, dann in feiner werdende Sandkalke oder Sandsteine überleiten.

Von den mannigfaltigen Gesteinen, die in der Planknerbrücke-Serie auftreten, sind besonders die kalkreichen Feinbrekzien für diesen Profilabschnitt bezeichnend. Es handelt sich um feine bis mittelgrobe Brekzien, mit bräunlichgrauem, feinkörnigem Kalk als Bindemittel. Die eckigen, stecknadelkopfgrossen Komponenten bestehen in der Hauptsache aus intensiv ockergelb verwitternden Dolomitkörnern, welche besonders dem angewitterten Gestein ein auffällig gesprenkeltes Aussehen verleihen. Weiterhin sind trübweisse Quarzkörner und verschiedenartige Kalke als Komponenten sehr verbreitet.

Ausserdem sind Sandkalke von ähnlicher Zusammensetzung wie die beschriebenen Feinbrekzien verbreitet und typisch. Bei ihnen überwiegt der Anteil der kalzitischen Grundmasse jenen der Komponenten. Seltener kommen auch gröbere, polymikte Brekzien in der Planknerbrücke-Serie vor.

d) Fanóla-Serie

Mit der liegenden Planknerbrücke-Serie wiederum durch allmähliche Übergänge verknüpft ist eine ca. 250 m mächtige Schichtfolge, die besonders im Grosslochbachobel (nordöstlich Planken) und im Efiplankentobel (oberhalb der Planknerbrücke) gut aufgeschlossen ist. Sie zieht über den Kamm bei Fanóla (oberhalb des Steinbruches bei der Planknerbrücke). Die unteren zwei Drittel dieser Serie setzen sich in der Hauptsache aus aschgrauen bis russfarbenen, mürben, sandigen Schiefern zusammen, die sehr stark an die helvetischen Wangschiefer erinnern. Dieses Gestein verleiht dem unteren und mittleren Teil der Serie ein düsteres, schmutziges Aussehen. Die Sandschiefer sind kaum gebankt; sie bilden weich zurückwitternde Stufen von 2–10 m Mächtigkeit. Typisch für die Fanóla-Serie sind ferner dunkelgraue, ton- und kalkreiche polymikte Brekzien von mittelgrober Körnung. Diese Brekzien schalten sich aber nur sporadisch und meist als einzelne, relativ dünne Bänke ein. Neben den Sandschiefern und Brekzien beteiligen sich in der Fanóla-Serie wieder – als für diesen Profilabschnitt atypische Gesteine – feinkörnige Sandsteine, Sandkalke, dichte Kalke, Mergel- und Tonschiefer am Aufbau der Schichtfolge.

Der oberste Drittel der Fanóla-Serie ist monotoner ausgebildet als die tieferen Teile der Serie. Es fehlen hier die mürben Sandschiefer und die tonreichen Brekzien. In enger Wechsellagerung folgen immer wieder hellgraue, feinkörnige Sandsteine und Quarzite mit dazwischengelagerten dunkelgrauen Schiefern. Untergeordnet treten in diesem Abschnitt auch dichte Kalke auf.

(e) Gaschló-Serie

Zwischen der oberen, dünnbankigeren Gruppe der Fanóla-Serie und der basalen Quetschzone, welche den Flyschsockel der Drei-Schwestergruppe von der Basis der Lechtal-Decke trennt, liegt eine Flyschgruppe, welche sich von allen tieferen Serien mehr oder weniger deutlich unterscheidet. Nach ihrem Auftreten bei Gaschló oberhalb Schaan, haben wir diese Serie Gaschló-Serie genannt. Fein- bis mittelkörnige, äusserst harte und zähe Sandsteine, feinkörnige Kieselkalke und fettglänzende, dichte Quarzite wechsellagern, ohne wesentliche Beteiligung von Mergelschieferlagen, miteinander und bilden zusammen einen kompakten Komplex. In den höchsten Teilen der Serie schalten sich dann in vermehrtem Masse Mergelschiefer zwischen die harten Gesteine ein.

Verschiedene Anzeichen, wie eine oft intensive Verwalzung und Verfaltung der Gesteine an der Basis der Gaschló-Serie und eine grosse fazielle Ähnlichkeit mit gewissen Abschnitten des Vaduzerflysches, sprechen dafür, dass in der Gaschló-Serie ein Komplex vorliegt, der von Süden her dem Vorarlbergerflysch aufgeschoben wurde. Dabei könnte es sich um ein dem Vaduzerflysch entstammendes Schichtpaket handeln. Da aber das genauere Alter der Gaschló-Serie nicht erwiesen ist (cf. S. 192), wagten wir es nicht, eine Parallelisation mit dem Vaduzerflysch vorzunehmen. Die stratigraphische und tektonische Stellung der Gaschló-Serie bleibt somit unabgeklärt.

B. Der Altersnachweis der Serien des Vorarlbergerflysches

a) Schwabbrünnen-Serie

In den zahlreichen Dünnschliffen aus Gesteinen der Schwabbrünnen-Serie konnten nur spärliche Fossilien gefunden werden. Es handelt sich hauptsächlich um Assoziationen von kleinen Globigerinen mit Gümbelinen und Anomaliniden. Sehr selten liessen sich aber auch zweikielige Globotruncanen aus der Lapparenti-Gruppe, darunter *Globotruncana lapparenti* cf. *bulloides* VÖGLER nachweisen. Auf Grund der Globotruncanenfunde und wegen der weitgehenden lithologischen Übereinstimmung der Serie mit dem oberen Teil des Sandsteinflysches der östlichen Wildhauser Mulde, darf für die Schwabbrünnen-Serie turones Alter angenommen werden.

b) Plankner-Serie

Globotruncanen oder andere gute Leitfossilien konnten von uns in dieser Serie nicht festgestellt werden. Da die Plankner-Serie eindeutig mit der liegenden Schwabbrünnen-Serie und der hangenden Planknerbrücke-Serie normalstratigraphisch verknüpft ist, muss sie das untere Senon vertreten.

c) Planknerbrücke-Serie

Ihr Alter (Campanien bis unteres Maestrichtien) wird durch überaus zahlreiche Funde von Globotruncanen und Grossforaminiferen belegt. Es konnten bestimmt werden:

Globotruncana lapparenti ssp.
Globotruncana lapparenti lapparenti BROTZEN.
Globotruncana lapparenti tricarinata (QUÉREAU)
Globotruncana cf. *globigerinoides* BROTZEN
Globotruncana leupoldi BOLLI
Globotruncana stuarti (DE LAPPARENT)
Globotruncana aff. *pendens* VÖGLER
Siderolites vidali DOUVILLÉ
Siderolites calcitrapoides LAM.
Orbitoides aff. *apiculata* SCHLUMBERGER
Lepidorbitoides sp.

d) Fanóla-Serie

Aus den polymikten Feinbrekzien, den Sandkalken und den plattigen, glimmerreichen Sandsteinen konnten bestimmt werden:

Globotruncana stuarti (DE LAPPARENT)

Globotruncana leupoldi BOLLI

Die gröberen Brekzien lieferten:

Siderolites vidali DOUVILLÉ

Siderolites cf. *calcitrapoides* LAM.

ferner eine Zwischenform zwischen *Orbiloides media* (D'ARCHIAC) und *Orbiloides apiculata* SCHLUMBERGER.

Durch diese Foraminiferenassoziation wird das Maestrichtien-Alter der Serie bewiesen.

e) Gaschló-Serie

Funde von Leitfossilien aus der Gaschló-Serie sind selten. Einige Dünnschliffe weisen Globotruncanen, die für Turon bis Untersenon sprechen, auf. Doch ist es nicht ausgeschlossen, dass diese Formen aufgearbeitet sind. Somit ist das genauere Alter der Gaschló-Serie noch nicht eindeutig festgestellt.

II. DER VADUZERFLYSCH (cf. Fig. 2)

Die Flyschbildungen zwischen Wildschloss und dem Triesner Bergsturz sind vom Vorarlbergerflysch im Norden des Landes abzutrennen. Es handelt sich um einen, verglichen mit dem Vorarlbergerflysch, tektonisch höher liegenden Komplex. Auch in fazieller Hinsicht stimmen Vaduzer- und Vorarlbergerflysch nicht miteinander überein.

Im Gelände lassen sich zwei Serien, welche miteinander durch allmähliche Übergänge verknüpft sind, ausscheiden.

A. Lithologische Beschreibung der Serien

a) Schloss-Serie

Die Basis der Flyschbildungen zwischen dem Wildschloss (zwischen Schaan und Vaduz) und dem Nordrand des Triesner Bergsturzes wird aus einer kompakten Gesteinsfolge gebildet, welche sich durch markante Geländeformen abzeichnet. Da sowohl das Wildschloss, als auch das Schloss Vaduz auf dieser Gruppe stehen, verwendeten wir den Namen Schloss-Serie.

Die Schloss-Serie wird zum grössten Teil aus sehr harten, feinkörnigen, mittelgrauen Kieselkalken oder feinen Sandsteinen, deren Bankmächtigkeit meist ca. 30 cm beträgt, aufgebaut. Die Bänke zeigen meist unebene, wulstig-knorrige Ausbildung.

Untergeordnet treten zwischen den Kieselkalken mittelgraue, fein- bis mittelkörnige Sandkalle auf. Sowohl die Kieselkalke als auch die Sandkalke führen – zuweilen nicht unbeträchtlich – Glaukonit.

Die Mächtigkeit der Schloss-Serie ist schwierig zu ermitteln. Sie dürfte wenigstens 120 m, höchstens 230 m betragen.

b) Eichholztobel-Serie

Durch das Überhandnehmen der weichen Mergelschiefer, welche bereits zwischen den Kieselkalken im oberen Teil der Schloss-Serie einsetzen, ist der höhere

Teil des Vaduzerflysches relativ gut vom basalen Teil unterscheidbar. Wir schlagen für den höheren, mehr mergelig-schiefelig ausgebildeten Komplex den Namen Eichholtobel-Serie vor, da das Eichholtobel (südlich Vaduz) den vollständigsten Aufschluss durch diese Schichtreihe darstellt.

Die Mergelschiefer der Eichholtobel-Serie sind in der Regel von stumpfgrauer Farbe. Meist führen sie allerfeinste Muskovitschüppchen. Sie lösen sich in dünne Blättchen auf oder zerfallen dünntafelig. Die Kieselkalke unterscheiden sich von denen der Schloss-Serie nur durch geringeren Glaukonitgehalt. Die Mächtigkeit der Serie kann auf ca. 200 m geschätzt werden.

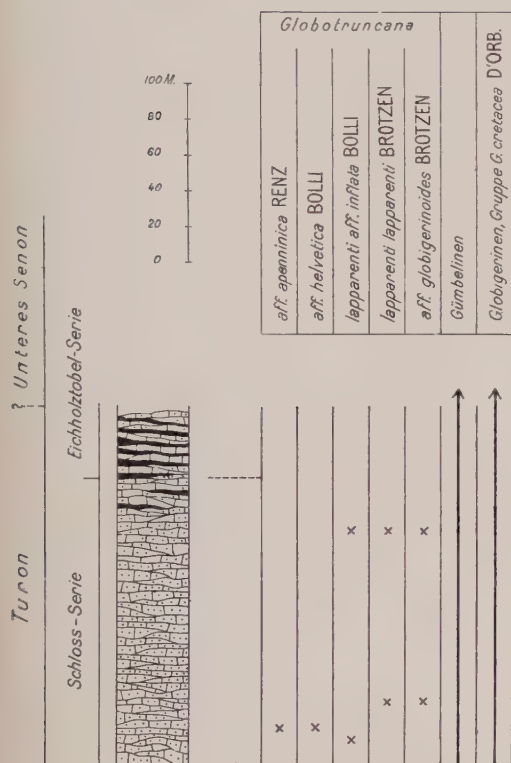


Fig. 2. Verteilung der Fossilien im Vaduzerflysch.

Foraminiferenassoziation geht, da Aufarbeitung nicht vorzuliegen scheint, das turone Alter der Serie hervor.

b) Eichholtobel-Serie

Es wurden nur spärliche und atypische Mikrofossilien gefunden, welche eine genauere Altersbestimmung nicht zulassen. Gümbelinen und kleine Globigerinen sprechen für Oberkreide. Aus der Stellung im Schichtverband (Übergang der Schloss-Serie in die Eichholtobel-Serie) schliessen wir auf obere Kreide jünger als Turon.

B. Das Alter des Vaduzerflysches

a) Schloss-Serie

Fossilien sind in der Schloss-Serie spärlich. Dünnschliffe von Gesteinen verschiedener Lokalitäten wiesen folgende Fossilien auf:

Globotruncanen mit Anklängen an:

Globotruncana apenninica RENZ und

Globotruncana helvetica BOLLI

Als Vertreter der Lapparenti-Gruppe kommen vor:

Globotruncana aff. *globigerinoides* BROTZEN

Globotruncana lapparenti aff. *inflata* BOLLI

Globotruncana lapparenti lapparenti BROTZEN

Jüngere Globotruncanen konnten nicht festgestellt werden. Aus dieser

VERGLEICH VON VORARLBERGER- UND VADUZERFLYSCH MIT BENACHBARTEN FLYSCHGEBIETEN

A. Vorarlbergerflysch

Der Vorarlbergerflysch des nördlichen Fürstentums Liechtenstein weist eine Schichtfolge auf, die mit derjenigen der weiter im Osten (Allgäu) aufgestellten Sigiswanger-Decke gut übereinstimmt. Die Schwabbrünnen-Serie kann mit einem Teil des Reiselsberger-Sandsteins von M. RICHTER und anderen Autoren (= Haupt-Flyschsandstein von F. KRAUS), die Plankner-Serie mit einem Teil der Piesenkopfschichten verglichen werden. Der gesamte Vorarlbergerflysch Liechtensteins ist als westliche Fortsetzung der Sigiswanger-Decke aufzufassen.

Der über der Plankner-Serie liegende Flyschabschnitt wurde von KRAUS, zusammen mit Anteilen der unterostalpinen Quetschzone, irrtümlicherweise vom tieferen Teil (Schwabbrünnen-Serie, Plankner-Serie) abgetrennt und als tektonisch selbständige Flyschdecke („Oberstdorfer-Decke“) aufgefasst. Eine Schubfläche zwischen der Plankner-Serie und der Planknerbrücke-Serie besteht aber nicht; vielmehr sind alle Serien des Vorarlbergerflysches, von der Schwabbrünnen-Serie bis zur Fanóla-Serie, durch Übergänge miteinander verknüpft. M. BLUMENTHAL (1936), gelangte zur Ansicht, dass auch im Vorarlberg die von KRAUS ausgeschiedene, höhere Flyschdecke nicht existiere und dass die unter der „Oberstdorfer-Decke“ von KRAUS zusammengefassten Schichtbestände teils als Anteile der Quetschzone, teils als die normalen Hangendschichten einer einzigen, grossen Flyscheinheit aufgefasst werden müssten. Bei gemeinsamen Exkursionen mit P. NÄNNY und F. ALLEMANN vom Liechtensteinischen über das Vorarlberg bis nach Oberstdorf gelangten wir zu Resultaten, welche die Auffassung BLUMENTHALS voll bestätigen.

Der in neuester Zeit von M. FORRER untersuchte Sandsteinflysch der östlichen Wildhauser Mulde ist ebenfalls mit dem Reiselsberger-Sandstein der Sigiswanger-Decke zu vergleichen. Zwischen dem höheren, turonen Teil des Sandsteinflysches der Wildhauser Mulde und der Schwabbrünnen-Serie in Liechtenstein besteht gute fazielle Übereinstimmung. Das gleiche gilt für den Gipfelsandstein der Fähnern (Kt. Appenzell), in welchem von H. EUGSTER ebenfalls turone Globotruncanen nachgewiesen werden konnten.

Der Wäggitaler Flysch zeigt im Tobel des Schlierenbaches eine Ausbildung, welche von derjenigen der Fanóla-Serie des Vorarlbergerflysches kaum zu unterscheiden ist. W. LEUPOLD (1942) fand darin Sideroliten. Dazu fanden wir aus diesen Schichten *Orbitoides* sp. Das obersenone Alter darf somit als gesichert gelten. Aus stratigraphischen und tektonischen Gründen möchten wir den Wäggitaler Flysch mit der Fanóla-Serie des Vorarlbergerflysches (bzw. mit dem Triesnerflysch) parallelisieren.

Die oberkretazischen Serien der Prätigauschiefer und die ihnen altersmässig entsprechenden Serien des Vorarlbergerflysches gleichen einander faziell, wenn auch gewisse Unterschiede zu konstatieren sind.

B. Vaduzerflysch

Im Vorarlberg konnten wir keine dem Vaduzerflysch entsprechenden Flyschbildungen mehr feststellen. Westlich des Rheins kennen wir keinen Flysch, der demjenigen von Vaduz entspräche. Möglicherweise könnte eine westliche Fortsetzung im Glarnerland gefunden werden.

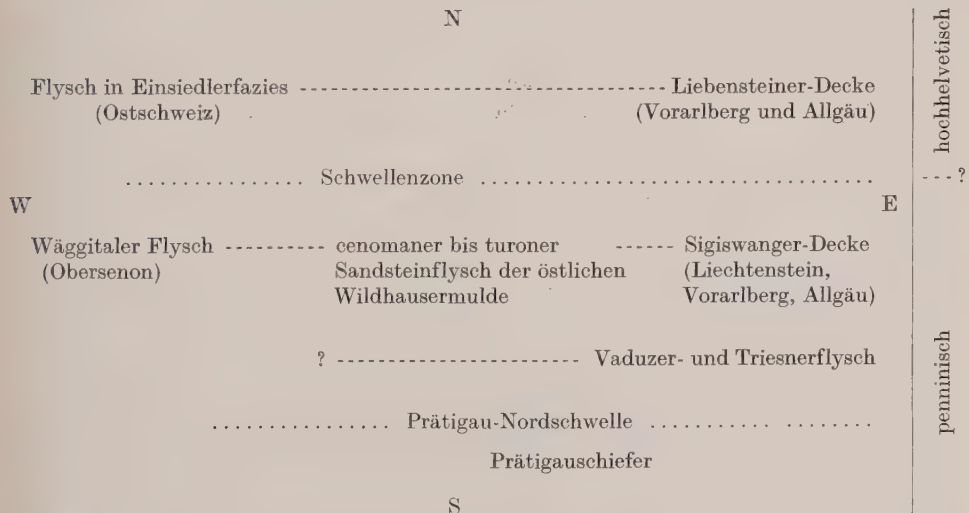
DIE STELLUNG DER ZONE 2 (VORARLBERGER-, VADUZER- UND TRIESNERFLYSCH) IM ALPINEN BAUPLAN

Auf Grund von stratigraphischen und tektonischen Befunden, die hier aus Raumgründen nicht angeführt werden können, und gestützt auf die Resultate der Komponentenanalyse, gelangten wir zur folgenden Vorstellung der paläogeographischen Verhältnisse:

Vorarlberger-, Vaduzer- und Triesnerflysch gelangten in einem Meerestrog zum Absatz, welcher im Norden durch eine Schwellenzone vom Hochhelvetikum (Liebensteiner-Decke), im Süden durch eine andere Schwellenzone (Prätigau-Nordschwelle von NÄNNY) von den Prätigauschiefern abgetrennt war. Die Schwellengebiete waren zur Zeit des oberen Senons wahrscheinlich schon so weit abgetragen, dass eine vollständige Trennung der Meeresbecken vom hochhelvetischen Raum bis ins Gebiet der Prätigauschiefer nicht mehr bestand und die Teiltröge miteinander kommunizierten. Im Trogabschnitt, in welchem der Vorarlbergerflysch zum Absatz gelangte, erfolgte die Sedimentation in südlicher Richtung. Im Beckenteil des Vaduzerflysches scheint die Sedimentation zum Teil auch in nördlicher Richtung – vom Gebiet der Prätigau-Nordschwelle her – stattgefunden zu haben. Der Ablagerungsraum des Vorarlberger-, Vaduzer- und Triesnerflysches erstreckte sich über das Gebiet zwischen der hochhelvetischen Liebensteiner-Decke und den penninischen Prätigauschiefern und kann als hochhelvetisch -penninischer Grenzbereich bezeichnet werden.

Weder faziell noch tektonisch lassen sich der Vorarlberger-, Vaduzer- und Triesnerflysch mit der Falknis-Decke in Beziehung bringen, wie M. RICHTER, A. CUSTODIS und P. SCHMIDT-THOMÉ angenommen haben. Für diese Flyschkomplexe kommt also eine unterostalpine Stellung nicht in Frage.

In Berücksichtigung aller tektonischen und faziellen Befunde und gestützt auf die Resultate der Komponentenanalyse, gelangten wir zu folgendem Abwicklungsschema:



Wo die Grenze zwischen Hochhelvetikum und Penninikum angenommen werden soll, scheint uns eine Ermessensfrage. In Anbetracht der besseren faziellen

Übereinstimmung des Vorarlbergerflysches mit den Prätigauschiefern als mit dem Hochhelvetikum, scheint es uns natürlicher, wenn diese Grenze im Norden des Vorarlbergerflysches gesetzt wird.

III. DER TRIESNERFLYSCH

Unter diesem Namen fasste D. TRÜMPY mehrere Flyschserien zusammen: Triesnerflysch s. str., die Serien des Vaduzerflysches und einige Gesteine, die der Quetschzone an der Basis der oberostalpinen Schubmasse entstammen.

Wir bezeichnen nun mit Triesnerflysch jene Flyschserie, die südlich des Dorfes Triesen unter der Falknis-Decke auftaucht und sich vor deren Stirnfalten in Richtung Steinort unter die oberostalpine Deckplatte des Heubühls hinaufzieht. Die Schichten dieser Flyschschuppe streichen allgemein NE und fallen mit 30–60° gegen SE ein.

Sowohl die Basis dieser Flyschserie, als auch die Zusammenhänge mit dem weiter nördlich aufgeschlossenen, tektonisch tiefer gelegenen Vaduzerflysch, werden von den auf über 1500 m Breite zu Tal gefahrenen Triesner Bergsturmassen und den Schuttströmen von Wangerberg verdeckt.

Lithologische Beschreibung der Serie

Der Triesnerflysch stellt eine unregelmässige Wechsellagerung von 5–20 m mächtigen Kalk–Kieselkalkpartien mit 5–15 m mächtigen Mergelschieferpartien dar. Diese atypische Schichtfolge wird in Abständen von 10–40 m bereichert durch das Auftreten von 1–3 m mächtigen polymikten Brekzien- und Sandkalkhorizonten.

Die Kalk–Kieselkalkpartien setzen sich zusammen aus 10–60 cm mächtigen Bänken von zähen Mergelkalken, dichten, leicht tonigen Kalken und feinkörnigen Kieselkalken mit häufig zwischengeschalteten, 10–100 cm starken Ton-, Mergel- und Kalkschieferlagen.

Die Mergelschieferpartien, russfarben–bräunlich oder dunkelgrauschwarz im Bruch, lösen sich bei geringerem Kalkgehalt blättrig, bei stärkerer Kalkführung grobschiefrig ab. Häufig ist ein lagenweiser Wechsel von toniger zu kalkiger Fazies zu konstatieren, der ein für mehrere Schiefer niveaus charakteristisches knolliges Herauswittern der härteren Mergelkalk- und Kalkkerne bedingt.

Die Brekzienhorizonte, die meist aus mehreren Bänken von 20–100 cm Mächtigkeit bestehen, bilden als allein fossilführende Glieder des Triesnerflysches das massgebende Untersuchungsobjekt für dessen Altersnachweis.

Die graubräunlich verwitternden, im Bruch blauschwarzen kalk- und tonreichen polymikten Brekzien weisen innerhalb derselben Bank entweder gleichmässige Körnung, oder bei Normallagerung eine von unten nach oben abnehmende Komponentengrösse auf, zum Teil mit Übergängen über Sandkalk in feinkörnigen Kieselkalk. Die Hangend- und Liegendteile einer Brekzienbank führen oft Tonzement, die mittleren Bankteile leicht tonigen, zähen Kalkzement. Dieser Wechsel im Zement schafft die für die Brekzienhorizonte des Triesnerflysches charakteristischen rundlichen Verwitterungsformen. Die Anteile toniger Zementführung wittern grusig zerbröckelnd zurück.

Unter den eckigen Komponenten wiegen Quarz, Dolomit und verschiedene Kalke vor. Weniger häufig finden sich feinkörnige Quarzite, Gneise, Feldspate und Glaukonit.

Das Alter des Triesnerflysches

Die stark spätigen, polymikten Brekzien mit Kalkzement erweisen sich als mit reichlichem Fossilininhalt bedachte Gesteine. Bestimmt wurden:

Globotruncana stuarti (DE LAPPARENT)

Globotruncana leupoldi BOLLI

Globotruncana cf. *caliciformis* (DE LAPPARENT)

Globotruncana cf. *conica* WHITE

Globotruncana contusa (CUSHMAN)

Unter den Grossforaminiferen findet sich überaus häufig:

Siderolites calcitrapoides LAM.

nicht selten:

Orbitoides cf. *media* (D'ARCH.)

Orbitoides sp.

Zahlreich sind dickwandige, cyclostome und feine, wedelartige Bryozoen, Corallinaceen, Spongiennadeln, Echinodermenfragmente und Kleinforaminiferen vorhanden.

Sicher aufgearbeitet sind guterhaltene und zerbrochene Formen von Globotruncanen aus der Lapparenti-Gruppe.

Der Triesnerflysch darf, entsprechend der Foraminiferenassoziation, ins Maestrichtien gestellt werden. Er stellt mit grösster Wahrscheinlichkeit die Hangendserie des Vaduzerflysches dar.

Vergleich mit Nachbargebieten

Faziell steht der Triesnerflysch sowohl der Fanóla-Serie des Vorarlbergerflysches als auch der Eggberg-Serie der Prätigauschiefer sehr nahe. Er unterscheidet sich von diesen altersäquivalenten Serien nur durch die grössere Mächtigkeit seiner Brekzienhorizonte, von der Fanóla-Serie zudem durch seine im ganzen kalkigere Ausbildung.

Die Stellung des Triesnerflysches im alpinen Bauplan wurde bereits von R. BLASER diskutiert.

IV. DER FLYSCH DER FALKNIS-DECKE

Der Schichtverband im Hangenden der Couches rouges lässt sich nur in der basalen, mächtigsten Schuppe der Falknis-Decke, in der Gleckhornschuppe verfolgen.

Was Mächtigkeit und Verbreitung anbetrifft, erlangen diese jüngsten Glieder in der Falknisschichtfolge nur geringe Bedeutung. Als schwächtiger Saum umhüllen sie, tektonisch stets eng miteinander verknüpft und von ihrer Unterlage meist abgeschert, die leicht nach Norden überliegende, in sich selbst verfältelte Mittagspitz-Grossfalte.

Diese Schichtfolge im Hangenden der höchsten Couches rouges-Kalke mit den für das Maestrichtien typischen Globotruncanen lässt sich in zwei Serien aufteilen, in eine basale – im folgenden kurz mit „Globorotaliensichten“ bezeichnete – und eine Hangendserie, den Flysch der Falknis-Decke.

Die „Globorotalienschiechten“ umfassen eine heterogene Gesteinsfolge. An der Basis der Serie wiegen graue und rötlich gefärbte Mergelschiefer und -kalke in Couches rouges-Fazies vor. Nach oben hin nehmen graue, schwarze, häufig grünliche und gelblichweisse, zum Teil sandige Mergel- und Tonschiefer überhand. Einzelne Bänke von Mergelkalken, Kieselkalken, Sandsteinen und polygenen Brekzien sind häufig in die Mergel-Tonschieferhorizonte eingeschaltet.

In fast allen Gesteinen dieser Serie, auch im Zement verschiedener polygener Brekzien sind grosse, gut ausgebildete Globigerinen zahlreich und werden stets begleitet von einzelnen, die Serie charakterisierenden Globorotalien.

Der Hauptanteil der 30 bis 50 m mächtigen „Globorotalienschiechten“ dürfte ins Paleozän zu stellen sein, die Basis reicht eventuell bis ins Danien hinunter.

Über dieser Serie folgt als jüngstes Schichtglied der Falknis-Decke der Flysch.

Der Flysch

Lithologisches:

Der Flysch der Falknis-Decke stellt in seiner unteren Hälfte eine Wechsellagerung von feinkörnigen Kieselkalken und kalkigen Sandsteinen mit Mergel- und Tonschiefern dar. Die 10–100 cm mächtigen, grauen Kieselkalkbänke zerfallen plattig bis feinsttafelig, die 10 cm–2 m mächtigen, grauschwarzen Mergel- und Tonschiefer lösen sich plattig bis blättrig ab.

In der oberen Hälfte nehmen die Ton- und Mergelschiefer überhand. Brekzien sind, abgesehen von der Transgressionsbrekzie des Flysches nur an der Basis weniger Kieselkalkbänke als 1–2 cm mächtige Lagen feststellbar. Nur an einer Stelle tritt 10 m über der Flyschuntergenze eine 40 cm starke Brekzienbank auf.

Die Ton- und Mergelschiefer sind stellenweise fucoiden- und helmenthoidenreich, die Schichtflächen der plattigen Kieselkalke oft übersät mit den bekannten wulst- und knotenartigen Problematica.

Die Flyschtransgression

Kurz zusammengefasst ergeben die Untersuchungen über diese Transgression folgendes:

Vom Nordende der Gleckhornschuppe in Richtung gegen die südlicheren Schuppenteile zu, greift die Transgression von Norden nach Süden auf immer tiefere Schichten über. Schreiten wir weiter gegen Süden zu, erhalten wir das Spiegelbild dieser Verhältnisse; unter der Transgressionsfläche erscheinen jeweils jüngere Schichtglieder. Die Transgression wird dokumentiert durch eine 1–10 m mächtige Transgressionsbrekzie.

Über dem Triesner Steinbruch, dem Aufschluss, der die nördlichsten Teile der Falknis-Decke freilegt, transgrediert der Flysch auf die obersten Couches rouges. Nach Süden zu schneidet die Transgressionsfläche auf eine Distanz von etwas über 3 km nacheinander Gault, Tristelschichten und Neokom ab und greift bis in die obertithonen Calpionellenkalke hinunter. In südlichere Teile der Gleckhornschuppe weiterschreitend, treffen wir unter dieser Fläche zuerst wieder auf die Neokom-, später auf die Gaultunterlage.

Die Mächtigkeit der Transgressionsbrekzie, über den Obertithonkalken 10 m betragend, nimmt nach Norden und Süden hin ab und keilt über den Couches rouges ganz aus. Die teils eckigen, teils mehr gerundeten Komponenten weisen an der Basis die grössten Durchmesser auf (bis über 1 m).

Der kieselig bis kalkige, feinkörnige Sandsteinzement tritt im Verhältnis zum Anteil der Komponenten stark zurück. Bemerkenswert am Bestand der Komponenten ist die Beteiligung von nur harten Gesteinen: Quarziten, Hornsteinen, polygenen Brekzien, Sandsteinen und tristelähnlichen Kalken. Der Anteil an Gaultkomponenten (glaukonitische Quarzite, Sandsteine und Brekzien) macht über sämtlichen, von der Transgression betroffenen Schichtgliedern mehr als 50 Prozent aus. Komponenten aus den jeweils unter der Transgressionsfläche liegenden Serien sind nicht häufig zu finden.

Das Alter des Flysches

Im Zement der Transgressionsbrekzie wurden bis anhin keine Fossilien gefunden. Jedoch schon 2 m über diesem Horizont führt ein kalkiger Sandstein mit grösseren Couches rouges und Gaulttrümmern stratigraphisch verwendbare Foraminiferen, die uns erlauben, das Alter annähernd zu fixieren. Nach einer freundlichen Mitteilung von Herrn Professor M. REICHEL, für die ihm an dieser Stelle der beste Dank ausgesprochen sei, handelt es sich um artlich kaum bestimmbare Foraminiferen der Gattungen

Operculina
Nummulites
Miscellanea
 und *Discocyclina*

Diese Formenassoziation ist typisch für den ganzen, 50–80 m mächtigen Schichtstoss des Flysches. Sie weist, zusammen mit anderen Indizien, die aus Raumgründen nicht angeführt werden, auf oberes Paleozän bis eventuell Untereozän hin.

Die Aufarbeitung von Foraminiferen ist beträchtlich und mitverantwortlich für die Unmöglichkeit einer sicheren Altersdatierung. Einzelne, zum Teil quarzreiche, feinkörnige Kalksandsteine sind erfüllt von aufgearbeiteten und resedimentierten, isolierten Globigerinen, weniger häufig Globorotalien und Globotruncanen. In Brekzienlagen treten diese Formen in Komponenten ihres Muttergesteins auf. Der Erhaltungszustand einer Grosszahl isolierter Schälchen ist erstaunlich gut.

In welchem Masse die Grossforaminiferen von Aufarbeitungsvorgängen betroffen wurden, kann nicht entschieden werden.

Wichtigste Literatur

- BERLIAT, K. (1942): *Über das Alter der Couches rouges in den Préalpes médianes*. Ecl. geol. Helv., 35, No. 2.
- BLUMENTHAL, M. M. (1936): *Kurze Notiz über die stratigraphisch-tektonische Aufteilung der ultrahelvetisch-austriden Grenzzone in Vorarlberg und im Allgäu*. Jb. geol. Bdes.-Anst., 86, Heft 3 und 4, Wien.
- (1936): *Die Allgäu-Decke in den Bergen des Grossen Walsertales (Vorarlberg)*. Ecl. geol. Helv., 29, Nr. 2.
- CUSTODIS, A. (1936): *Geologie des Alpenrandes zwischen Hindelang und der Wertach im Allgäu*. Diss., Bonn.
- CUSTODIS, A. & SCHMIDT-THOMÉ, P. (1939): *Geologie der bayrischen Berge zwischen Hindelang und Pfronten im Allgäu*. N. Jb. Min. etc., Beilagebd. 80, Abt. B., Stuttgart.
- EUGSTER, H. (1931): *Berichte über die Exkursion der Schweiz. Geol. Ges. 1930*. Ecl. geol. Helv., 24, No. 1.
- FORRER, M. (1946): *Über den Flysch der östlichen Wildhauser Mulde*. Ecl. geol. Helv., 39, No. 2.
- (1949): *Zur Geologie der östlichen Wildhauser Mulde*. Diss. Basel.

- KRAUS, E. (1927): *Neue Spezialforschungen im Allgäu*. Geol. R. 18, Stuttgart.
- (1932): *Der nordalpine Kreideflysch I*. Geol. u. pal. Abh., NF, 19, Heft 2, Jena.
- (1932): *Über den Schweizer Flysch*, Ecl. geol. Helv., 25, No. 1.
- (1935): *Über den ultrahelvetischen Kreideflysch*. Ecl. geol. Helv., 28, No. 1.
- (1942): *Neue Wege der nordalpinen Flyschforschung. Der nordalpine Kreideflysch II*. N. Jb. Min. und Petr. Beilagebde. (Abh.), Abt. B, 87 I/II, Stuttgart.
- LEUPOLD, W. (1937): *Zur Stratigraphie der Flyschbildungen zwischen Linth und Rhein*. Ecl. geol. Helv. 30, No. 1.
- (1938): *Die Flyschregion von Ragaz. Bericht über die Exkursion der Schweiz. Geol. Ges. 1938 und Ergebnisse neuer Untersuchungen im Glarner Flysch*. Ecl. geol. Helv. 31, No. 2.
- (1942): *Neue Beobachtungen zur Gliederung der Flyschbildungen zwischen Reuss und Rhein*. Ecl. geol. Helv., 35, No. 2.
- NÄNNY, P. (1946): *Neuere Untersuchungen im Prätigauflysch*. Ecl. geol. Helv., 39, No. 2.
- (1948): *Zur Geologie der Prätigauschiefer zwischen Rhätikon und Plessur*. Diss. Zürich.
- RICHTER, M. (1937): *Die deutschen Alpen und ihre Entstehung*. Deutscher Boden, 5, Bornträger, Berlin.
- SCHAAD, H. W. (1925): *Geol. Untersuchungen in der südlichen Vorarlberger Kreide-Flyschzone zwischen Feldkirch und Hochfreschen*, Diss. Zürich.
- SCHMIDT-THOMÉ, P. (1936): *Geologie der Alpenrandzone zwischen der Wertach und Pfronten im Allgäu*. Diss. Bonn.
- TERCIER, J. (1936): *Sur l'extension de la zone ultrahelvétique en Autriche*. Ecl. geol. Helv., 29, No. 1.
- TORNQUIST, A. (1908): *Die Allgäu-Vorarlberger Flyschzone und ihre Beziehungen zu den ostalpinen Deckenschüben*. N. Jb. Min. etc., Stuttgart.
- TRÜMPY, D. (1916): *Geol. Untersuchungen im westlichen Rhätikon*. Beitr. geol. Karte Schweiz, [NF] 46.
- ZIMMERMANN, F. (1936): *Zur Stratigraphie der Wangschichten zwischen Rheintal und Thunersee*. Diss. Bern.

4. — KURT SCHMID (Bern): **Das Alter des Uebeschi-Sandsteins bei Thun.**
Erscheint später.

Bericht über die Exkursion der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft in die Aroser Schuppenzone und die Samadener Zone

vom 28.–31. August 1950.

Von **Joos Cadisch** (Bern), **Franz Roesli** (Luzern) und **Rudolf Staub** (Zürich/Fex)

Das diesjährige Exkursionsprogramm war mit der Absicht auf ein doppeltes Ziel zusammengestellt worden. Erstens sollte den Teilnehmern der Zusammenhang der unterostalpinen Schichtreihen vom Prätigau bis ins Oberengadin vor Augen geführt werden, d. h. die stratigraphischen Einheiten, die den Klippenbereich mit den wurzelwärtigeren Einheiten verbinden. Die letztern waren seinerzeit das Ziel der Exkursion anlässlich der Jahresversammlung in Sils 1944 gewesen. Die Versammlung in Davos bot nun die günstige Gelegenheit, eine Lücke in unsern bisherigen Exkursionsprogrammen zu füllen.

Das zweite Ziel bestand darin, die neuern stratigraphischen Ergebnisse (Oberkretazische Globotruncanenschiefer und die immer noch etwas umstrittenen Brecien-Serien, Saluverbreccien usw.) zu demonstrieren.

Liste der Teilnehmer

FR. ALLEMANN, Bern, 1 ¹⁾	H. SCHOCH, Zürich, 3
GR. BURKHARD, Bern, 1, 2	Frau L. STAUB, Fex, 3
J. CADISCH, Bern, 1, 2	Frl. A. STAUB, Fex, 3, 4
G. FREULER, Ennenda, 1, 2, 3, 4	R. STAUB, Fex, 3, 4
Mlle. T. KOUSMINE, Lausanne, 1, 2, 3, 4	H. STAUB, Fex, 3
ANDRÉ LOMBARD, Genf – Tunis, 1, 2, 3, 4	J. STEINER, Zug, 1, 2, 3, 4
C. MOHR, Chur, 1, 2	R. STREIFF-BECKER, Zürich, 1, 2, 3, 4
Frau F. ROESLI, Luzern, 3	M. TÜRLE, Luzern, 1, 2, 3, 4
F. ROESLI, Luzern, 1, 2, 3, 4	L. VONDERSCHMITT, Basel, 1, 2, 3, 4
Frau E. SCHOCH, Zürich, 3	W. WIMMENAUER, Freiburg i. B., 1, 2, 3, 4

¹⁾ Die Nummern bezeichnen die Tage der Teilnahme an der Exkursion: 1 = 28. August, 2 = 29. August, 3 = 30. August, 4 = 31. August 1950.

1. Davos-Weissfluhjoch-Sapün-Litzirüti-Arosa

Montag, 28. August, nachmittags

Führung: J. Cadisch, Bern

Das Gedränge in den Wagen und die trennenden Wände der Abteile hinderten den Exkursionsleiter, die Teilnehmer in die Geologie des Dorftälgebietes einzuführen. A. STRECKEISEN hat in neuerer Zeit dieser Gegend eine Spezialarbeit gewidmet. Erst auf der kleinen Anhöhe nordöstlich über der Station Weissfluhjoch bot sich Gelegenheit, einen Überblick über die penninische Flyschbasis und die ostalpinen Einheiten zu vermitteln; hier trat auch der Gegensatz von hellem Triasdolomit der Weissfluh und ockerbraun anwitterndem schwarzem und grünem Totalp-Serpentin auffällig in Erscheinung.

Die kurze zur Verfügung stehende Zeit zwang uns, unter den an unserer Route gelegenen Aufschlüssen für die Besichtigung eine Auswahl zu treffen. Zunächst galt unsere Aufmerksamkeit der Schuppenzone zwischen Weissfluhtrias und den Kristallinschuppen des Schafläger-Schiahorngrates. Es sind im oberen Hauptertäli die jüngeren Schichtglieder der Aroser-Zone mitsamt Teilen des Totalp-Serpentins diagonal zu den mächtigeren tiefern und höheren Elementen streichend angeordnet. Auf ungefähr 2570 m steht an einem niedrigen Felsrücken eine mylonitisierte Kristallinbreccie (Psephitgneis) an, welche an Serpentin grenzt. Es folgt talabwärts ein ungefähr 15 m langer Aufschluss von Liaskalkschiefer, der an seiner Basis in Serpentin übergeht. An dieser Stelle war schon drei Tage vor unserem Besuch von den Teilnehmern an der mineralogisch-petrographischen Exkursion eifrig darüber diskutiert worden, ob ein Primärkontakt oder eine mechanische Durchmischung vorliege. Ein sicherer Entscheid lässt sich an dieser Örtlichkeit wohl nicht fällen. Immerhin spricht das Fehlen einer Verschieferung, welche sonst alle Mylonitzonen auszeichnet, eher für einen Eruptivkontakt. Mesozoische Ophiolithe, insbesondere Serpentin und Opicalcit wechseln weiterhin tektonisch mit Altkristallin der Aroser-Zone. Aus südöstlicher in südliche Richtung abbiegend durchschritten wir gegen den Abbruch des Weissfluh-Dolomites hin eine an Mächtigkeit reduzierte Folge von Kalken mit kieseligen Bändern und eine Lage von schwarzen, griffeligen Schiefern, welche beiden Horizonte, solange kein Dogger nachgewiesen ist, zum Lias gerechnet werden müssen. Weiterhin folgen grüne und rote Schiefer, Radiolarit und sogenannter Aptychenkalk. Im Gegensatz zu den Radiolarien bekamen wir auch hier die Aptychen nicht zu Gesicht.

In der Folge musste sich der Leiter darauf beschränken, weiter unten im „Täli“ kurz auf die komplizierten geologischen Verhältnisse der Weissfluh-Südseite und des Haupterhorngrates hinzuweisen. Ungefähr 1 km SSE des Weissfluh-Südgipfels (2843,5 m) ruht dem Triasdolomit auf ungefähr 2730 bis 2770 m eine auf tektonischer Rauhwacke (Kalk-Dolomitmylonit) schwimmende Schuppe von Ophiolith, Hauptdolomit, Rhätkalk, Liaskalk und -Schiefer, Radiolarit und grünlichem Kalkschiefer auf. Weiter südlich, auf etwa 2600 m wird der Dolomit von einer Lage dunkler mesozoischer Griffelschiefer durchzogen, die gegen den Haupterhorngrat hin mächtiger werden und einen kleinen Hügel aufbauen. Die Aufnahme des ganzen Schuppenbaus soll in nächster Zeit einer Revision unterzogen werden.

Am Strelapassweg angelangt, bewunderten wir noch einmal die Farbkontraste zwischen dunklem Kristallin des oberen Schaflägerkristallins und dem hellgrauen Hauptdolomit des Schiahorns (Aroser Dolomiten). Die vereinzelt Aufschlüsse in der Falknisserie nicht berücksichtigend, erreichten wir über das Dörfchen Sapün die bewaldete Bündnerschieferregion. Im Vorbeigehen stellten wir noch fest, dass die

Faltenachsen des Eggberg-Flysches (Prätigauschiefer) im Mittel N 50° E streichen. Die unermüdlichen Optimisten schwenkten vor Langwies auf die Strasse nach Litzirüti-Arosa ab. Sie besuchten noch einen kleinen Steinbruch im Gaultquarzit der Falknis-Serie, dessen Gestein nach Aussage von Herrn Ingenieur MOHR als bestes Baumaterial der Gegend geschätzt wird. Kurz darauf beklopften wir an der Strasse flyschartiges Falknis-Neokom. Zuletzt statteten wir dem oolithischen Sulzfluh-Liaskalk am Bühlenbach noch einen allzukurzen Besuch ab. Damit nahm unsere von wundervollem Wetter begünstigte Halbtageswanderung ihr fachliches Ende. Am Abend erfreuten wir uns der Gesellschaft des Herrn Sekundarlehrer H. CASTI, eines um die Pflege der Naturwissenschaften in Arosa verdienten Mitgliedes unserer Gesellschaft.

2. Arosa–Hörnligrat–Urdenfürkli–Lenzerheide

Dienstag, 29. August

Führung: J. Cadisch, Bern

Noch in der Nacht hatte ein kräftiger Sturmwind eingesetzt. Frühmorgens zog unsere kleine Schar im Nebelregen nach Innerarosa und zur Talstation der Hörnli-Luftseilbahn. Ein Teilnehmer nach dem andern verschwand wasserdicht eingehüllt im Regengewölk in Richtung Hörnlihütte. Von hier aus unternahmen wir nach jeweiliger Retablierung einige Ausfälle über den Grat. Imposant tauchte vor uns der Diabasklotz des Hörnli plötzlich aus den Wolken auf. Unter der Ostwand sammelten wir gute Handstücke mit arboreszierender und intersertaler Struktur. Die mit dem Radiolarit der Aroser-Zone vergesellschafteten flyschartigen Kalkschiefer wurden in der kretazischen Zeitskala etwas hinauf- und herabdiskutiert. Nach Hause mitgenommenes Schliffmaterial erwies sich als fossilifer.

Während durch die Nebelmassen hie und da ein Wand- oder Gratstück der Tschirpenkette sichtbar wurde, gab der Führende in der Hütte einige Erklärungen ab und verwies auf die schöne Monographie der Berge von Arosa, deren Autor, Herr Dr. H. GRUNAU, durch seine eigene Hochzeit an der Teilnahme an unserer Wanderung glücklich verhindert war.

Als der Himmel auch weiterhin kein Einsehen hatte, wanderten die elf Geologen mit ihrer tapferen Begleiterin über das Urdenfürkli auf die Lenzerheide. Die Herren Ing. MOHR und cand. geol. G. BURKHARD zweigten mit dem Berichtenden nach Parpan und damit nach Hause ab. Der unverwüstliche Harst aber zog nach Lai weiter und hoffte auf bessere Tage.

Neuere Literatur

betreffend das Exkursionsgebiet vom 28. und 29. August 1950

CADISCH, J., und STRECKEISEN, A. (1950): *Geologisches Panorama von der Weissfluh bei Davos*. Mit Beilage: *Geologisches Panorama vom Cotschnagrät*, bearbeitet von A. STRECKEISEN und R. GEES. Herausgegeben von der Naturforschenden Gesellschaft Davos mit Subvention der Schweiz. Geologischen Kommission. Kümmerly & Frey, Bern.

GRUNAU, H. (1947): *Geologie von Arosa (Graubünden), mit besonderer Berücksichtigung des Radiolarit-Problems*. Diss. Univ. Bern.

STRECKEISEN, A. (1948): *Der Gabbrozug Klosters–Davos*. Schweiz. min.-petr. Mitt. 28.

VUAGNAT, M. (1944): *Remarques préliminaires sur la pétrographie des roches éruptives basiques de la zone d'Arosa*. C. r. Soc. Phys. Hist. nat. Genève, 61, 3.

Nach Retablierung auf der Lenzerheide führte uns ein Extrakurs der Post nach Tiefencastel, dann ging es weiter per Bahn dem Albulapass entgegen. Auf der andern

Seite lachte uns ein leicht bewölkter Engadinerhimmel entgegen. Wieder einmal hatte sich also die Albulagegend als Wetterscheide bemerkbar gemacht.

Am Abend wurde im Hotel Steffani in St. Moritz noch eine kurze Einführung in die Probleme der Samadener Zone gegeben.

3. St. Moritz–Corviglia–Piz Nair–Schlattaintal–St. Moritz

Mittwoch, 30. August 1950

Führung: **F. Roesli**

Zu allgemeiner Befriedigung hatte sich das Wetter auch weiterhin gebessert, so dass die etwas flaue Stimmung vom Vortage bald überwunden war. Als Gäste nahmen an dieser Tour auch Herr und Frau SCHOCH aus Zürich teil.

Auf der Station Chanterella stiess dann Herr Prof. STAUB mit seiner Familie zu unserer kleinen Schar und wurde von den Teilnehmern freudig begrüsst. Die Voraussetzung für eine möglichst vielseitige Erörterung des umstrittenen „Saluver“-Problems war somit gegeben. Dabei kamen vielleicht allgemeinere Themen etwas zu kurz, doch möge uns dies der besondern Umstände halber verziehen werden.

Die Diskussion kam dann auch angesichts der zahlreichen Varietäten der merkwürdigen Breccien schon beim Aufstieg nach dem Piz Nair sehr rasch in Fluss.

Am N-Hang, oberhalb der Scharte zwischen Piz Nair und Piz Nair Pitschen, konnte eine stratigraphisch zwischen Breccien eingelagerte Linse von Radiolarit (u. d. M. mit fraglichen Radiolarien) gezeigt werden, was somit für Gleichzeitigkeit (ROESLI, 1946, p. 334 oben) wenigstens für einen Teil der Ablagerungen spricht. Interessant ist ferner, dass neben andern, früher erwähnten Gründen (ROESLI, 1944 und 1945) auch „graded bedding“ auf verkehrte Lagerung zu deuten scheint.

Die sehr eindruckliche Rundschau vom Gipfel des Piz Nair konnte der Bewölkung wegen nicht voll genossen werden. Dafür kam die nähere Umgebung mehr zur Geltung, deren tektonische Zusammenhänge anhand eines vom Exkursionsleiter gezeichneten Panoramas erläutert wurden.

Der Abstieg erfolgte über die Serie der Saluverschiefer, Radiolarite und Aptychenkalke nach der Furcla Schlattain, wo auch die gut entwickelten Globotruncanenschiefer besichtigt wurden.

Es war vorgesehen, einen in der Nähe gelegenen Aufschluss am Felskopf nordöstlich der Furcla Schlattain zu besichtigen, der besonders in seiner Sedimentationsabfolge interessant ist (ROESLI, 1947, p. 226). Diese führt nämlich über Trias und Lias zu einer schwächtigen Kristallinbreccie vom Typus des Piz Nair, dann zu einem roten sandigen Schiefer mit Schnüren von Radiolarit und endigt mit einer dünnen Linse von rotem und zum Teil rot-weiss geflammten Aptychenkalk. Das Programm musste aber der Zeit wegen etwas gekürzt werden, so dass diese roten (lokal Aptychen führenden) Aptychenkalke der Schlattain-Serie (Typus der Aptychenkalke am Murtiröl, nach ZOEPFPRITZ Tithon oder vielleicht Neocom) nur aus einiger Distanz, bzw. im Schutt besichtigt werden konnten. Dafür entschädigte dann der schöne Aufschluss typischer Couches Rouges der Valletta Schlattain, deren auffallende Ähnlichkeit mit jenen des Klippengebietes jedem Geologen, der diese Gesteine je dort gesehen hatte, in die Augen springen muss.

Nach einem kurzen Überblick über den Aufbau der „Basalen Zone“ ging es dann durch den Moränenzirkus des Lej Alv nach der Corvigliahütte, wo auch der gemütlichere Teil der Exkursion noch zu seinem Rechte kam, dann zurück nach St. Moritz.

4. St. Moritz–Val Julier–Crap Cotschen–Julierhospiz–Oberhalbstein–Tiefencastel

Donnerstag, 31. August 1950.

Führung: **R. Staub**

Der letzte Tag brachte uns per Auto an die Julierstrasse am Ausgang der Val Julier. Über die durch den Juliergranit aufgebaute Gefällskante gelangten wir in die westliche Fortsetzung der Zone von Samaden. Hier machte der Exkursionsleiter auf den komplizierten Aufbau des östlich gelegenen Nes aufmerksam.

Der weitere Weg führte uns aber gegen W den Hang hinauf nach dem Crap Cotschen. Schon unterwegs fielen dabei die zahlreichen Breccien mit Dolomit- und Radiolaritbrocken auf, deren Natur von niemandem bezweifelt wurde, die aber in dieser Gegend nach ihrem Habitus beträchtlich, wenn auch nicht überall, von denjenigen des Piz Nair abweichen.

Es wäre damit auf den ersten Blick zunächst denkbar, dass hier eine jüngere Bildung von Breccienablagerung vorkäme als am Piz Nair, eine Breccienserie, welche als Komponenten zweifelsfrei und massenhaft Radiolarit führt.

Oberhalb des Grates auf dem kleinen Plateau des Crap Cotschen (roter Fels, STAUB, 1948, pag. 15ff.) erwarten den Uneingeweihten aber weitere Überraschungen, auf die er nach einer allgemeinen Begehung der stratigraphisch scheinbar einfacheren Abfolge am Piz Nair nicht ohne weiteres gefasst sein dürfte: Tektonische und stratigraphische Komplikationen, welche fast sämtliche Glieder der Radiolarit-Serie und saluverartiger Gesteine gegenseitig miteinander in Kontakt bringen; ferner das Auftreten von Breccien in ganz verschiedenen Horizonten, so auch innerhalb des Radiolarites, also zweifellose Malmbreccien – die übrigens schon CORNELIUS kannte. Für das nach-radiolaritische und damit kretazische Alter der Saluver-Serie recht eigentlich entscheidend aber scheint dem Exkursionsleiter die früheren Beobachtern entgangene, aber in grösster Klarheit aufgeschlossene Tatsache, dass echte Radiolaritgerölle hier auch in eigentlichen violett-roten und grauen Sandsteinen und Arkosen vorkommen, die sich in gar nichts von den durchaus gleichartigen Schichtgliedern der sicheren Saluver-Serie am Piz Nair unterscheiden. (STAUB, loc. cit.)

Dieser kleine Fleck Erde im Süden Graubündens bietet auch für das Auge eine unerwartete Abwechslung, denn er prangt in einer seltenen Farbenpracht: Weithin beherrschen die blutroten Radiolarite der im Süden gelegenen kleinen Mulde der Val Cotschna (Rotes Tal) das Bild, umrahmt von grünlichen Radiolariten, gelblichen Trias-Dolomiten, grauen Kalken und bunten Breccien des Lias, dunklen Schieferen und violetten Sandsteinen der Saluver-Serie, das Ganze eingerahmt im Süden durch die wilden Kristallingipfel der Julier-Deckenfront, im Norden durch die hellen Dolomitmassen der Corn Alv-Kette und die grünen Gipfel des Err-Kristallins.

Für die näheren Details der ausserordentlich komplizierten Geologie dieser grossartigen Region sei auf die unten angeführten neueren Arbeiten verwiesen (besonders STAUB, loc. cit.)²⁾.

Hingegen sei auf eine prinzipielle Frage hier noch kurz eingegangen:

Es ergibt sich heute in bezug auf das die durchgeführten Exkursionen im Oberengadin besonders beschäftigende Thema der näheren Altersfrage der Saluver-Serie nach den beiden Exkursionstagen folgendes Bild: Am Piz Nair stratigraphische Einschaltung einer dünnen Linse von Radiolarit in der Saluver-Serie, mit

²⁾ Auf die von CORNELIUS in seiner letzten Arbeit (1950) erhobenen, grossenteils ungerechtfertigten Einwände, wird zu gegebener Zeit an anderer Stelle einzugehen sein (STAUB).

Übergängen in dieselbe. Am Crap Cotschen Radiolarit-Gerölle, unter anderem auch in echtem Saluver-Sandstein von durchaus gleicher Art wie die in der Saluver-Serie des Piz Nair vorhandenen, die westlich des Crap Cotschen zusammen mit praktisch sämtlichen lithologischen Typen der Saluver-Serie verbunden sind.

Nach Ansicht des Exkursionsleiters (STAUB) ist die radiolaritführende Arkonen/Sandstein-Serie des Crap Cotschen deshalb nicht von der echten Saluver-Serie zu trennen, und damit wäre diese genau wie jene unweigerlich in die Kreide zu stellen. Die Radiolarit-Linsen am Piz Nair würden in diesem Falle eine stratigraphische Einlagerung in einer kretazischen Saluver-Serie darstellen, und wir hätten in diesem Falle dann nicht zwei verschiedenalttrige Saluver-Serien, von Malm- und Kreidealter, sondern eher zwei verschiedenalttrige Radiolarit-Serien anzunehmen: eine oberjurassische in grosser Entwicklung, wie bisher bekannt und weitverbreitet, eine ca. mittelkretazische aber in der Saluver-Serie, entsprechend den nach CADISCH sogar oberkretazischen Radiolariten des Unterengadins, oder einem Teil jener der Simmen-Decke. Die Diskussion über diese Dinge wird auf jeden Fall weitergeführt werden müssen, doch scheint mir durch die Verhältnisse am Crap Cotschen auf jeden Fall das Kreidealter der Saluver-Serie, durch die sicheren Radiolarit-Gerölle in derselben, weit eher gesichert als umgekehrt ein Malm-Alter derselben durch die eingelagerten Radiolarit-Linsen am Piz Nair, die sehr wohl, wie eben angetönt, ihrerseits dort kretazisch sein können. Es wäre übrigens erwünscht, wenn solche Radiolarit-Linsen innerhalb der Saluver-Serie des Piz Nair noch an anderen Stellen in Form stratigraphischer Einlagerungen gefunden würden und auch altersmässig sicher bestimmt werden könnten.

Am Nachmittag erfolgte der Abstieg entlang denselben tektonischen Elementen bis gegen Val d'Agnelli und zum Julierhospiz, wo man rechtzeitig eintraf, um nach einer kurzen Stärkung die letzte Etappe der Exkursion programmgemäss durchführen zu können.

Den Abschluss bildete eine Fahrt per Auto durch das Oberhalbstein. Diese war zur Hauptsache geologisch-technischen Problemen gewidmet, nämlich der Besichtigung der Sperrstelle des Marmorera-Werkes der Stadt Zürich, unter der Führung des Exkursionsleiters und, von seiten der Bauleitung, durch Ing. BICKEL, und einer Übersicht über das Baugelände des heute vollendeten Juliawerkes der Stadt Zürich in der Gegend von Conters, wo die für die geologische Prognose und die Baugeschichte dieses Werkes fatalen Faktoren an der Morphologie der westlichen Talseite erläutert wurden.

Schluss der Exkursion ca. 17 Uhr mit Abschiedstrunk in Tiefencastel.

Verzeichnis der neuern Literatur und Karten

betreffend das Exkursionsgebiet vom 30. und 31. August 1950

- CORNELIUS, H. P. (1935): *Geologie der Err-Julier-Gruppe*. I. Teil: *Das Baumaterial (Stratigraphie und Petrographie, exkl. Quartär)*. Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 70/I.
 — (1950): *Geologie der Err-Julier-Gruppe*. II. Teil: *Der Gebirgsbau*. Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 70/II.
 ROESLI, F. (1944): *Fazielle und tektonische Zusammenhänge zwischen Oberengadin und Mittelbünden*. Ecl. geol. Helv. 37/2.
 — (1945): *Sedimentäre Zone von Samaden*. Vorl. Mitt. Ecl. geol. Helv. 38/2.
 — (1947): *Ergänzungen zur Stratigraphie der Schlattainserie etc.* Ecl. geol. Helv. 40/2.
 STAUB, R. (1948): *Über den Bau der Gebirge zwischen Samaden und Julierpass, etc.* Beitr. geol. Karte Schweiz [N. F.] 93.
 CORNELIUS, H. P. (1932): *Geologische Karte der Err-Juliergruppe*. Spez.-Karte Nr. 115, A und B.
 STAUB, R. (1946): *Geologische Karte der Berninagruppe*. Spez.-Karte Nr. 118.

Compte rendu de la Société paléontologique suisse

29^e Assemblée annuelle

Dimanche, le 27 août 1950 à Davos

A. Rapport du Comité pour l'année 1949/50

Subventions. Comme l'année précédente, la subvention fédérale a été de frs. 2000.—. Nous sommes reconnaissants envers nos Autorités de nous avoir accordé toute la somme demandée. Nous avons reçu de la Société géologique suisse une subvention de frs. 600.— et lui exprimons notre vive gratitude pour ce précieux appui. Notre caissier a pu de nouveau obtenir de la part de quelques Entreprises chimiques de Bâle des subsides destinés à notre fonds de réserve. Nous les remercions sincèrement d'avoir bien voulu répondre favorablement à ses requêtes.

Etat nominatif. Notre société s'est accrue de 5 membres personnels: MM. Joseph Speck, géologue, Zoug, Hans Hess, stud. pharm., Bâle, B. van Raadshooven, paléontologue, Maracaibo, Jean-Pierre Beckmann, cand. geol., Bâle, Walter Gigon, géologue, Bâle, et 2 membres impersonnels: Istituto di Geologia e Mineralogia dell'Università di Ferrara, Maison Steiner & Cie, fabrique de clichés, Bâle. Total en 1950: 106 membres dont 6 impersonnels.

Délégations. Aucunes.

Bâle, le 27 août 1950.

Le président: M. REICHEL

B. Geschäftliche Sitzung

Nach der Begrüssung der Mitglieder und Gäste verliest der Präsident den Bericht des Vorstandes über das Vereinsjahr 1949/50. Anschliessend referiert der Kassier über die Jahresrechnung pro 1949. Die *Betriebsrechnung* schliesst bei einer Bilanzsumme von Fr. 19231.25 mit einem Aktivsaldo von Fr. 1379.10 ab. Der Jahresbericht 1948 kam auf Fr. 5028.40 zu stehen. Das *unantastbare Vermögen* ist durch zwei Zahlungen für Mitgliedschaft auf Lebenszeit und verschiedene Legate von Fr. 8370.— auf Fr. 10920.— gestiegen. Die Rechnung wird auf Antrag der Revisoren, Dr. L. FORCART (Basel) und Dr. HANS SCHAUB (Basel) genehmigt und dem Kassier Décharge erteilt. Der Jahresbeitrag wird wie bisher auf Fr. 15.— (bzw. Fr. 10.— für die Mitglieder der SNG) und die einmalige Zahlung für die Mitgliedschaft auf Lebenszeit auf Fr. 500.— festgesetzt.

Für die Jahre 1951/52 wird der Vorstand wie folgt bestellt:

Präsident:	Prof. Dr. R. F. RUTSCH (Bern)
Vize-Präsident:	Dr. E. KUHN (Zürich)
Sekretär/Kassier:	Dr. HANS SCHAUB (Basel)
Beisitzer:	Dr. E. VON MANDACH (Schaffhausen)
	Prof. Dr. M. REICHEL (Basel).

Als Senatsdelegierter wird für eine weitere Periode von sechs Jahren (1951 bis 1956) Dr. SAMUEL SCHAUB (Basel) und als Stellvertreter Dr. P. REVILLIOD (Genf) bestätigt.

An Stelle des turnusgemäss ausscheidenden Revisors Dr. L. FORCART (Basel) wird Dr. E. GASCHÉ (Basel) gewählt.

Der Sekretär: Dr. J. HÜRZELER (Basel)

C. Wissenschaftlicher Teil

1. — HANS HESS (Basel): **Ein neuer Crinoide aus dem mittleren Dogger der Nordschweiz (*Paracomatula helvetica* n. gen. n. sp.).** Mit 12 Textfiguren und 1 Tafel (XI).

In seiner Arbeit über den mittleren Dogger der Nordschweiz erwähnt H. SCHMASSMANN (1945, S. 67) vom Hottwiler Horn eine Echinodermenbreccie in den untern Parkinsonien-Schichten mit einer neuen *Pentacrinus*-Art. Durch wiederholten Besuch der Fundstelle gelangte ich in den Besitz eines reichen, gut erhaltenen Materials, das im folgenden beschrieben werden soll. Dabei stellte es sich heraus, dass die Crinoidenbank nicht aus einer neuen *Pentacrinus*-, sondern aus einer neuen, den Comatuliden nahestehenden Art aufgebaut wird. Die auf den Platten nicht selten vorkommenden Pentacriniden-Stielglieder gehören zu *Isocrinus nicoleti* (DESSOR). Von dieser Art konnten einige Kronen herauspräpariert werden, meines Wissens die ersten, die in unserm Land gefunden wurden (Taf. XI, Fig. 1). *Isocrinus nicoleti* ist demnach nur in sehr untergeordneter Weise am Aufbau dieser Bank beteiligt. Die neue Crinoidenart zeigt eine grosse Ähnlichkeit mit den Comatuliden, unterscheidet sich aber durch die Anwesenheit eines sehr kurzen Stiels wesentlich von ihnen.

Historisches: Zur Zeit, als P. DE LORIOI (1884–1889) und P. H. CARPENTER (1881, 1889) ihre klassischen Arbeiten über die fossilen und rezenten Comatuliden veröffentlichten, wurden die fossilen Comatuliden fast ausnahmslos zu den Gattungen *Antedon* und *Actinometra* gestellt. Seit 1907 führt A. H. CLARK eine grosse Revision der rezenten Formen durch; die zwei ersten Bände (1915, 1921) behandeln allein den allgemeinen Aufbau. 1924 erfolgte eine solche der fossilen Formen durch T. GISLÉN. GISLÉN unterschied 14 Gattungen, die er fünf Familien zuordnete. Alle Comatuliden, von denen nur das Centrodorsale bekannt ist, werden von ihm provisorisch zur Gattung *Glenotremites* GOLDFUSS gestellt.

Durch die oben erwähnte, wichtige Abweichung von den bis jetzt beschriebenen Comatuliden erwies es sich als nötig, eine neue Familie *Paracomatulidae* aufzustellen.

Paracomatulidae n. fam.

Derivatio nominis: Von gr. *παρά* (= neben) und *Comatulidae*, soll ausdrücken, dass die Familie in die Nähe der *Comatulida* zu stellen ist.

Familiotypus: *Paracomatula* n. gen.

Diagnose der Familie: Den Comatuliden nahestehende Crinoiden, die aber statt der centrobasischen Centrodorsalplatte einen sehr kurzen, aus wenigen Gliedern bestehenden, fünfkantigen Stiel aufweisen. Cirrenansatzstellen auf diesem alternierend angeordnet und stark vorgewölbt. Zentralkanal des reduzierten Stiels erweitert.

Paracomatula n. gen.

Genotypus: *Paracomatula helvetica* n. sp.

Diagnose der Gattung: Stiel normalerweise aus 3 cirrentragenden und 2 sehr niederen, den Zentralkanal dorsalwärts abschliessenden Gliedern aufgebaut. Artikulationsflächen der 5 Radialia parallel zur Vertikalachse des Tieres, Muskelplatten gross. 10 sehr lange, unverzweigte Arme.

***Paracomatula helvetica* n. sp.**

Fig. 1–12; Tafel XI, Fig. 1–2

Holotypus: Das auf Fig. 1 abgebildete Exemplar.

Paratypoide: Die auf Fig. 2, 6 und 7 abgebildeten Exemplare.

Locus typicus: Hottwiler Horn, S Hottwil im Aargauer Tafeljura (T.A. Bl. 33, 654.200/265.050).

Stratum typicum: zweitoberste Bank der untern Parkinsonien-Schichten (oberstes Bajocien), mittl. Dogger.

Diagnose: Basalia klein, äusserlich kaum sichtbar. Brachialia niedrig und schmal, in der Längsrichtung fein gestreift. Syzygien von 2 Typen: der eine mit ca. 20 schwachen, der andere mit ca. 10 stärkeren Septen.



Fig. 1. *Paracomatula helvetica* n. gen. n. sp., untere Parkinsonien-Schichten, Hottwiler Horn. Sammlung H. HESS. Holotypus, von der Oberseite der Bank. Dorsalansicht mit Stiel, Cirren und dem Beginn der Arme. Vergr. 3:1.

Stiel

Fünfkantig, sehr kurz und nur aus wenigen, niederen Gliedern bestehend, so dass der Durchmesser (3,5 mm) grösser als die Höhe (1,5 mm) ist.

Normalerweise treten 5 Glieder auf, drei davon tragen Cirren (Fig. 2). Die beiden distalen Glieder sind sehr niedrig; manchmal ist nur ein Glied zu sehen, das vielleicht ein Verschmelzungsprodukt der ursprünglich vorhandenen darstellt. Das

distale Ende des Stiels ist bei frischen Exemplaren glatt, durch Abwitterung des untersten Gliedes kann das nächstobere, leicht skulpturierte sichtbar werden (Fig. 3). Das ventral folgende, erste cirrentragende Glied besitzt eine ganz andere Gestalt. Von der Mitte (Zentralkanal) strahlen 5 lanzettliche, die Kanten des Stiels bildende Fortsätze aus. Die Cirrenansatzstellen sind einseitig radiale Ausbuchtungen oder

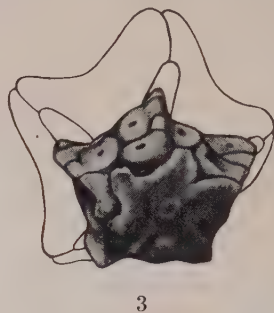


Fig. 2 und 3. *Paracomatula helvetica* n. gen. n. sp. Hottwiler Horn.

Fig. 2. Paratypoid. Stiel mit Cirrensegmenten, Basalia (b) und Radialia (a). Vergrößerung 6:1.
Fig. 3. Stiel, Basalia und Radialia. Stiel unten etwas angewittert. Vergrößerung 6,5:1.

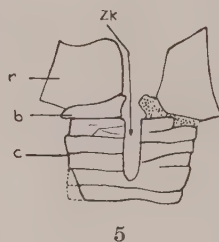
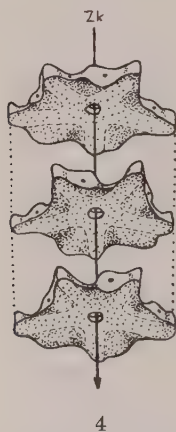


Fig. 4 und 5. *Paracomatula helvetica* n. gen. n. sp., Hottwiler Horn.

Fig. 4. Schematisierte Zerlegung der 3 cirrentragenden Stielglieder.

Zk = Zentralkanal. Vergrößerung ca. 6:1.

Fig. 5. Anschliff eines Stiels.

c = Stiel, b = Basale, r = Radiale, Zk = Zentralkanal. Vergrößerung ca. 5:1.

Vorwölbungen dieser interradianalen Kanten (Fig. 4). Das nächstobere Glied ist gleich aufgebaut, doch wölbt sich die Cirrenansatzstelle auf der andern Seite des Radius vor, so dass diese Ausbuchtung genau in die Einbuchtung des untern, dorsalen Gliedes passt. Beim obersten, den ventralen Abschluss des Stiels bildenden Glied liegt die Ausbuchtung wieder ob der Einbuchtung des untern Gliedes (Fig. 2, 3, 4). Allerdings tritt hier in der Regel neben der grossen eine kleine, zurücktretende Cirrengrube auf, die ob der Ausbuchtung des untern Gliedes gelegen ist. Diese zusätzliche

Cirrengarbe gehört wahrscheinlich zu einem eigenen Glied, das mit dem grössern, untern verschmolzen ist. An einem Exemplar lässt sich nämlich auf der Ventralseite des dritten Verticillengliedes noch ein sehr niederes Glied beobachten (Fig. 3, vgl. auch Fig. 5).

Die Ventralseite des obersten Stielgliedes zeigt die 5 interradianalen Streifen, die quer gekerbt sind, mit den dazwischenliegenden, zurücktretenden Cirrengarben (Fig. 7). Sie erinnert an das oberste Stielglied von *Pentacrinus dargniesi* TERQUEM & JOURDY (DE LORIO 1889, Pl. 210, fig. 1). Diese Fläche ist glatt und nach oben leicht konvex. Der Durchmesser des Zentralkanals beträgt ca. $\frac{1}{8}$ des Stieldurchmessers und ist somit grösser als der eines Pentacrinidenstiels. Der Zentralkanal durchsetzt nur die drei Verticillenglieder, auf dem zweituntersten Glied hinterlässt er eine oft sichtbare Narbe (Fig. 5). Die beiden untersten Glieder scheinen als „Deckglieder“ ausgebildet zu sein, um den Zentralkanal nach aussen abzuschliessen, wofür auch ihre variable Gestalt spricht. Alle Glieder sind sehr eng miteinander verwachsen (Synostose), ihr Verlauf lässt sich am besten an den interradianalen Kanten ablesen, wo alle gleich hoch sind.

Cirren. Ihre Zahl beträgt normalerweise 20 (2 Glieder zu 5, eines zu 10 Cirren). Länge gegen 50 mm. Basalsegmente kurz, nächstfolgende länger werdend mit gleichzeitig abnehmendem Durchmesser (Fig. 1). Distale Segmente wieder kürzer. Endglied als Krallen ausgebildet. Ansatzstelle am Stiel glatt, die Verbindung des ersten Segmentes mit dem Stiel demnach sehr eng und unbeweglich (Synostose). Übrige Artikulationsflächen wellenförmig gebogen, mit einer Wölbung (= areola, T. GISLÉN) rund um den Axialkanal.

Krone

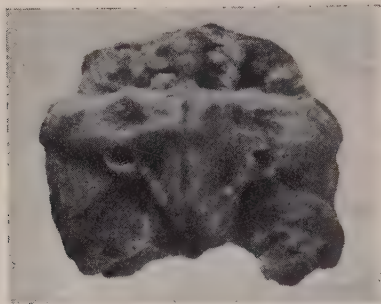
Bemerkung: Die Krone setzt sich aus dem Kelch und den Armen zusammen. Zum eigentlichen Kelch rechne ich nur die Basalia und den Kranz der Radialia, die alle fest miteinander und mit dem Stiel verwachsen sind. Die beiden, auf die Radialia folgenden Täfelchenreihen sollen in Anlehnung an CLARK und GISLÉN als Primibrachialia erster und zweiter Ordnung bezeichnet werden (= Costalia v. CARPENTER und JAECKEL, Radialia II und III v. DE LORIO). Die ersten Primibrachialia sind durch eine bewegliche Gelenkverbindung mit den Radialia verbunden, die zweiten sind axillär und tragen je zwei eigentliche, unverzweigte Arme. Die Bezeichnungen der Gelenkflächen nach BOSSHARD (1900) sowie nach CLARK (1915, 1922) und GISLÉN (1924).

Basalia. Als 5 leistenförmige, interradianale Fortsätze (basal rays) ausgebildet, die in Furchen zwischen den Radialia liegen und äusserlich nur als kleine Zapfen sichtbar sind (Fig. 3). Diese Fortsätze sind von dreikantig prismatischer Gestalt; ihre untere, dorsale Fläche ist an den Rändern quer gestreift (entsprechend den interradianalen Fortsätzen der Ventralfläche des Stiels). Zentral sind die Basalia verdickt und miteinander verwachsen, so dass sie nur einen schmalen Kanal freilassen. Sie bilden zusammen mit den Radialia eine nach unten leicht konkave Fläche, die mit der konvexen Ventralseite des Stiels fest verwachsen ist.

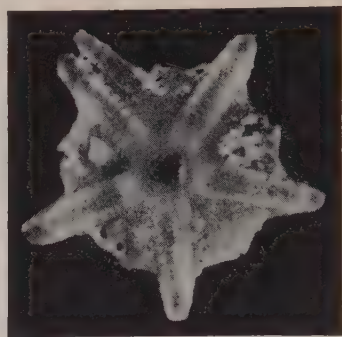
Radialia (RR). Sie sind von der Form eines regelmässigen Dreiecks mit leicht eingebogener distaler Seite; der freie, dorsale Teil ist trapezförmig (Fig. 2, 3). RR seitlich und mit den Basalia fest verwachsen. Artikulationsfläche eines R mit der Proximalfläche eines ersten Primibrachiale parallel zur dorsoventralen (vertikalen) Achse des Tieres, so dass sie von oben (ventral) kaum sichtbar ist. Daher ist auch die von den RR eingeschlossene Vertiefung (radial cavity) ziemlich gross.

Diese Artikulationsfläche zeigt folgende Gliederung (Fig. 6): Im untern, dorsalen Drittel verläuft eine gerade Leiste (transverse ridge). Dorsalwärts dieser Leiste findet sich eine schmale, seichte Grube mit einer zentralen Vertiefung (ligament pit) zur Aufnahme der Fasermassen. Ventralwärts der Leiste wird die Fläche durch

zwei schräg von der Mitte des Querkamms ausgehende, dünnere Leisten nochmals unterteilt. An der Kreuzungsstelle der 3 Leisten lässt sich die ovale Öffnung des Axialkanals mit dem apikalen Nervensystem beobachten. Die beiden dorsalen, beidseits des Axialkanals gelegenen Felder sind dreieckig und klein, sie nahmen ebenfalls Fasermassen auf (interarticular ligament fossae). Die beiden ventralen Felder sind fast doppelt so gross wie die dorsalen. Sie bilden miteinander einen Winkel von ca. 140° und nahmen die echten Muskeln auf (muscular fossae).



6



7

Fig. 6 und 7. *Paracomatula helvetica* n. gen. n. sp., Hottwiler Horn.

Fig. 6. Paratypoid. Lateralansicht von Stiel und Radialia (der Stiel befindet sich oben!). Vergr. 7,3:1.

Fig. 7. Paratypoid. Ventralansicht des Stiels, links oben Beginn einer Cirre. Vergr. 9:1.

Die ventrale Innenseite der RR weist 3 verschiedene Furchen auf: je eine an den Seitenkanten und eine in der Mitte. Die mittleren, zwischen den Muskelplatten gelegenen Furchen (intermuscular, midradial furrows), setzen sich bis in die Arme und Pinnulae hinein fort und nahmen das Ambulakralsystem auf.

Erste Primibrachialia. Schwach trapezförmig und niedrig, mit abgerundeten Kanten. Nach unten etwas konvex und in der Mitte des freien, dorsalen Teils gewölbt. Proximale Artikulationsflächen analog den Distalflächen der RR. Distale Artikulationsflächen als Synarthrien ausgebildet: die Fläche wird durch eine vertikale, vom Axialkanal durchbohrte Leiste in zwei gleiche Hälften geteilt, die zur Aufnahme von Fasermassen vertieft sind; Muskeln treten keine auf (Fig. 9). Eine Beweglichkeit ist demnach nur in der horizontalen Ebene möglich.

Zweite Primibrachialia. Die axillären zweiten Primibrachialia tragen je 2 eigentliche Arme. Sie haben die Form eines abgeflachten, regelmässigen Fünfecks mit gewölbter dorsaler Seite. Proximalseite wie Distalseite des ersten Primibrachiale ausgebildet (Fig. 9). Die axilläre Distalseite weist 2 muskeltragende Artikulationsflächen auf, die ähnlich der Distalseite des Radialgliedes sind. Die Gruben zur Aufnahme des interartikulären Ligamentes sind nicht gut sichtbar, dagegen die Muskeln relativ stark entwickelt.

Brachialia. Die 10 sich von den axillären zweiten Primibrachialia erhebenden, unverzweigten Arme weisen eine ausserordentliche Länge auf. Obwohl kein Arm in seiner ganzen Länge erhalten ist, kann diese doch recht zuverlässig auf etwa 250 mm bei grössern Individuen geschätzt werden. Der längste erhaltene Arm eines kleinern Exemplars misst 140 mm und weist gleich viel Brachialglieder auf. Diese

grosse Armlänge, der eine Stiellänge von nur 1,5 mm gegenübersteht, ist auf den nur sehr langsam abnehmenden Durchmesser der Brachialia zurückzuführen; die Arme laufen so in sehr feine Spitzen aus.

Die Brachialia selbst sind hufeisenförmig, schmal, lang und niedrig (Fig. 8). Im dorsalen Teil sind sie vom Axialkanal durchbohrt, ventral laufen sie in dünne Plättchen aus, die in der Mitte die Ambulakralfurche enthalten. Alle Armglieder sind in der Längsrichtung fein gestreift.

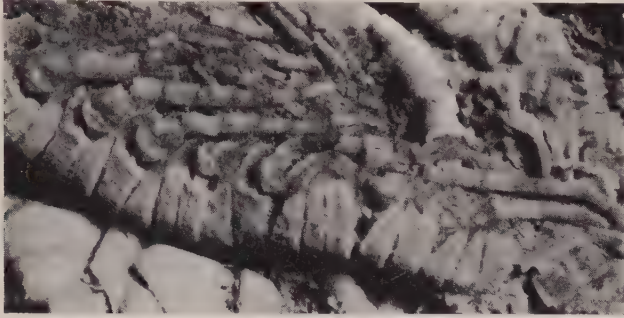


Fig. 8. *Paracomatula helvetica* n. gen. n. sp., Hottwiler Horn.
Armstück mit Pinnulis von der Oberseite der Bank. Vergr. 4:1.

Die Verbindung der Armglieder wird durch bewegliche, muskuläre Gelenkverbindungen, unbewegliche Syzygien (ebene Nahtflächen) und beschränkt bewegliche Synarthrien bewerkstelligt. Eine Synarthrie tritt zwischen dem ersten und zweiten Brachiale auf, wahrscheinlich auch in distaleren Armpartien. Erste Syzygie zwischen drittem und viertem Brachiale mit ca. 20 schmalen, dünnen, vom Axialkanal ausgehenden Leisten (septa von GISLÉN) (Fig. 10). Folgende Syzygien meist nur mit 10 Septen, die aber stärker sind und in einer, den Axialkanal ringförmig umgebenden Erhebung (areola von GISLÉN) endigen (Fig. 11). Zweite Syzygie meist nach dem 12. Brachiale, nachher ziemlich regelmässig eine Syzygie auf 5 Brachialia. Von den durch Syzygien verbundenen Gliedern trägt nur das distale (epizygale) eine Pinnula. Betrachten wir diese beiden Glieder als eine Einheit, so stehen die Pinnulae regelmässig alternierend an den Brachialgliedern. Alle Pinnulae-tragenden Glieder sind einseitig ventral etwas verdickt zur Aufnahme einer muskulären Gelenkfläche, die mit der Proximalseite des ersten Pinnularsegmentes artikuliert (Fig. 8). Die muskulären Gelenkverbindungen der Brachialia sind im Prinzip gleich gestaltet wie die der Radialia (Fig. 12), die meisten Glieder weisen aber eine Querleiste auf, die schräg zur Vertikalachse des Tieres steht (oblique muscular articulation). In der durch diese Achse gebildeten Ebene liegt auch eine mehr oder weniger ausgeprägte Leiste, die vom Axialkanal ventralwärts zur Ambulakralfurche führt.

Bei einigen Exemplaren konnten regenerierte Arme beobachtet werden (Taf. I, Fig. 2, beim Exemplar rechts aussen), die stets an der Distalfläche des dritten Brachiale, d. h. an der ersten Syzygie ansetzen. MINCKERT (1905) betrachtet die Syzygien, die prädestinierte Durchbruchstellen darstellen, als Organe der Autotomie.

Pinnulae. Gesamtlänge der Pinnula eines grossen Individuums im proximalen Armteil 17 mm, aufgebaut aus etwa 20 Gliedern. Erstes Segment von der Form eines flachen, abgestumpften Kegels. Zweites Glied annähernd quadratisch. Folgende Glieder länglich zylinderförmig (Fig. 8).

Massangaben (mittelgrosses Exemplar):

Stiel: Durchmesser 3,5 mm. Höhe 1,5 mm.

Basalia: Länge 2 mm. Breite 0,6 mm. Höhe 0,6 mm.

Radialia: Höhe der Distalfläche 3,5 mm. Breite der Distalfläche 3 mm. Höhe des freien dorsalen Teils 2 mm.

Erste Primibrachialia: Höhe der freien dorsalen Seite 1,7 mm. Breite der freien Seite 4 mm.

Zweite Primibrachialia: Höhe der freien, dorsalen Seite in der Mitte 2,5 mm, aussen 1 mm. Breite der freien Seite 4,5 mm.

Brachialia (proximale): Höhe 1–2 mm. Länge 4–5 mm. Breite 3 mm.



9



10



11



12

Fig. 9–12. *Paracomatula helvetica* n. gen. n. sp., Hottwiler Horn. Vergrößerung ca. 4 : 1.

Fig. 9. Distalfläche des ersten Primibrachiale.

Fig. 10. Distalfläche des 3. Brachialgliedes.

Fig. 11. Distales Brachiale.

Fig. 12. Pinnula-tragendes Brachialglied, links unten Gelenkfläche für eine Pinnula.

Beziehungen zu bekannten Formen

Die einzige Erwähnung von fossilen Crinoiden, mit denen die *Paracomatulidae* identisch sein könnten, findet sich in der Literatur bei GOLDFUSS (1826–1833). Dieser beschrieb unter dem Namen *Solanocrinites* (S. 166) einige fossile Formen, die einen Übergang von den Pentacrinitiden zu den freien Seesternen – zu denen er die Gattung *Comatula* zählt – bilden sollten. *Comatula* ihrerseits stellt nach ihm den Übergang von den „Stielasteriten“ (mit *Solanocrinites*) zu den „freien Seesternen“ dar und steht mit *Solanocrinites* in nächster Verwandtschaft (S. 202). Bei *Solanocrinites* und *Comatula* handelt es sich jedoch um gewöhnliche Comatuliden. Da das Centrodorsale meist mehrere Cirrenreihen aufweist, dachte sich GOLDFUSS irrtümlicherweise, es sei auch aus mehreren Gliedern aufgebaut (vgl. P. H. CARPENTER 1880).

Der stark verkümmerte Stiel unserer Exemplare mit seinen alternierenden Cirrengruben erinnert stark an das Centrodorsale der Comatuliden und übte sicher auch die gleichen Funktionen aus. Er ist das einzige wesentliche Merkmal, das die Aufstellung der neuen Familie der *Paracomatulidae* rechtfertigt, und fand sich noch nie in der gleichen Ausbildung.

P. H. CARPENTER (1888) und besonders A. H. CLARK (1915) betonten, dass das Comatuliden-Centrodorsale immer aus einem Stück bestehe und auch nicht durch Verwachsung der obersten Stielglieder der jungen, noch gestielten Comatuliden entstanden sei. CLARK schreibt (S. 219):

“The numerous cirri on the periphery of the adult centrodorsal very naturally gave rise to the idea, that possibly this plate was a composite, the resultant of a process of fusion uniting several individual columnals; but W. B. CARPENTER proved conclusively that in *Antedon bifida* it is formed by the enlargement of the topmost columnal alone, no others entering into its construction ... Ontogenetically it has been conclusively proved in all the comatulids of which the young are known that the centrodorsal is a single columnal, and is never formed through a fusion of two or more, and such evidence as we have points definitely to the conclusion that it is phylogenetically also a single columnal, homologous with a single nodal columnal, and at the the same time with all the nodal columnals collectively, of the pentacrinites”.

Es erhebt sich nun die Frage, ob die *Paracomatulidae* als Übergang von den Pentacriniden zu den Comatuliden aufgefasst werden könnten. Nach GISEN sind die *Comatulida* polyphyletischen Ursprungs, mit einer Pentacriniden-ähnlichen Stammform. Er stellt sich theoretisch die Vereinigung der cirrentragenden Glieder zum Centrodorsale folgendermassen vor: Wenn diese hoch sind, hat die Cirrengrube genug Raum in der radialen Medianlinie des Gliedes. Werden sie dagegen niedriger, so kommen die Cirrengruben miteinander in Kontakt und drücken gegeneinander. Daraus resultiert eine Verschiebung der vertikalen Cirrenreihe, indem die Ansatzstellen abwechselnd links und rechts der Medianlinie zu stehen kommen; es kann so sogar zur Bildung von 10 statt der ursprünglichen 5 Cirrenreihen kommen. DE LORIO bildet den Beginn einer solchen Verschiebung bei *Pentacrinus dargniesi* TERQUEM & JOURDY ab (1889, Pl. 212, fig. 2). Durch Verschmelzung von ca. 4 solchen Gliedern erhalten wir ein typisches Centrodorsale der *Solanocrinidae* GISEN.

Bei unseren Exemplaren finden wir genau die von GISEN angedeuteten Verhältnisse. Auffällig hierbei ist, dass das oberste, ventrale Stielglied, wie schon oben gesagt, vermutlich bereits eine Verschmelzung zweier Stielglieder darstellt, die bei einzelnen Individuen noch nicht vollzogen ist (Fig. 3). Diesem primitiven „Centrodorsale“ stehen aber eine Reihe von Eigenschaften gegenüber, die erst bei phylogenetisch jüngeren Comatuliden auftreten. Die ersten Comatuliden waren nach GISEN als Übergangsform von den gestielten Pentacriniden zu den freien Comatuliden noch keine Schwimmer, sondern bewegten sich mit Hilfe ihrer kurzen, kräftigen Arme kriechend vorwärts. Dies bewirkt die Ausbildung kräftiger Fasermassen und eine Verdickung der Armglieder; die Muskeln treten stark zurück. Die *Paracomatulidae* dagegen weisen ausserordentlich lange und dünne Arme auf – ihre Länge wird kaum von den längsten der rezenten Exemplare übertroffen –, und die Muskelplatten (besonders die der Radialia) sind gut entwickelt. Unsere Art musste demnach ein guter Schwimmer gewesen sein. Allerdings ist hier zu sagen, dass auch die guten Schwimmer unter den Comatuliden eine festsitzende Lebensweise bevorzugten und sich nicht häufig und immer nur wenige Meter fortbewegen, bis sie sich mit den Cirren wieder irgendwo verankern können. Syzygien mit viel Septen, wie auch unskulpturierte Cirrengruben der *Paracomatulidae* sind ebenfalls phylogenetisch jüngeren Ursprungs. Wie man sieht, vereinigt *Paracomatula* mit dem sich zum Centrodorsale umwandelnden Stiel einige Merkmale, die meiner Auffassung nach unsere Art nicht als Übergangsform von den Pentacriniden zu den Comatuliden in Betracht kommen lassen. Immerhin zeigt sie deutlich, dass das Centrodorsale der Comatuliden auch durch die Verschmelzung der obersten paar Stielglieder entstehen könnte. *Paracomatula* bildet zugleich eine weitere Stütze des von GISEN vertretenen, polyphyletischen Ursprungs der Comatuliden. Sehr wahrscheinlich ist dieser den Comatuliden parallel laufende Ast ausgestorben, da ich keine der fossilen oder rezenten Formen mit den *Paracomatulidae* in nähere Beziehung bringen kann.

Begleitfauna und Lebensweise

Die Begleitfauna ist nicht reich – wie dies übrigens bei allen Crinoidenbänken beobachtet werden kann –, auch sind die meisten Fossilien für eine genauere Bestimmung zu schlecht erhalten. Neben dem schon erwähnten *Isocrinus nicoleti* (DESOR) treten am häufigsten dünnchalige, irreguläre Seeigel vom *Holactypus*-Typ auf. Ausserdem kommen vor:

- unbestimmbarer, sehr kleiner, regulärer Seeigel
- Balanocrinus bathonicus* DE LORIO
- Pentagonaster* sp.

Arm eines Echinodermen, sehr wahrscheinlich eines Asteroiden
unbestimmbare, dünnchalige Lamellibranchierreste

Ostrea sp., kleine Art

Serpula sp.

Acroduszahl

Paracomatula helvetica baut eine ganze Bank auf, bildete also eine Kolonie, wie wir dies bei Crinoiden häufig finden. Eine der unsern ähnliche Crinoidenassoziation beschrieb A. BIGOT (1939) aus dem Bathonien des Calvados. Dort wird die Bank aber aus *Isocrinus nicoleti* aufgebaut, dem sich ein Comatulide, *Palaeocomaster schlumbergeri* (DE LORIO) zugesellt. Eine vollständig aus Comatuliden aufgebaute Bank wird in der Literatur nirgends erwähnt, wie überhaupt ganze Exemplare nur selten gefunden worden sind. Die vorzügliche Erhaltung unsrer Funde und der Charakter der Begleitfauna (an einzelnen Echinidenschalen waren noch die feinen Stacheln erhalten) schliessen einen längern Transport des Materials aus, wofür auch die ganz lokale Ausbildung der Bank spricht. Wahrscheinlich haben die Tiere an Ort und Stelle des nicht zu seichten Meeres gelebt, wohlversorgt mit frischem, nahrungsreichem Wasser, dessen die Crinoiden zum Leben benötigen.

Zum Schluss möchte ich Herrn Prof. Dr. M. REICHEL für seine freundlichen Ratschläge meinen besten Dank aussprechen, ebenso Herrn Dr. E. GASCHÉ vom Naturhistorischen Museum in Basel, der mir freien Zutritt zu den Sammlungen ermöglichte, und Herrn K. ROTHPLETZ für die Herstellung der Photographien.

Zusammenfassung

Aus den untern Parkinsonien-Schichten vom Hottwiler Horn (Kt. Aargau) wird ein Crinoide beschrieben, für den eine neue Familie *Paracomatulidae* mit der neuen Gattung und Art *Paracomatula helvetica* aufgestellt wird.

Zitierte Literatur

- BIGOT, A. (1938–39): *Crinoides du Bathonien du Calvados*. Ann. Paléont. 27, Paris.
 BOSSHARD, H. (1900): Zur Kenntnis der Verbindungsweise der Skelettstücke der Arme und Ranken von *Antedon rosacea* LINCK (*Comatula mediterranea* LAM.). Jenaische Z. Naturw. 34, Jena.
 CARPENTER, P. H. (1881): On the genus *Solanocrinus* GOLDFUSS, and its relations to recent *Comatulæ*. J. Linn. Soc. Zool. 15, London.
 — (1888): Report on the Crinoidea. Zool. Chall. Exp. 26, Part 60, London.
 CLARK, A. H. (1915–21): A monograph of the existing Crinoids. Vol. 1: The Comatulids. Bull. U.S. Nat. Mus. 82, Part 1, Washington 1915, Part 2, Washington 1921.
 GISLÉN, T. (1924): *Echinoderm Studies*. Zool. Bidrag från Uppsala 9, Uppsala.
 GOLDFUSS, A. (1826–33): *Petrefacta Germaniae*. 1. Theil, Düsseldorf.
 DE LORIO, P. (1884–89): *Paléontologie française, Terrain jurassique*. Tome 11: 2 *Crinoides* (2 vol.), Paris.
 MINCKERT, W. (1905): Über Regeneration bei Comatuliden nebst Ausführungen über die Auffassung und Bedeutung der Syzygien. Arch. Naturgesch. 71, Berlin.
 SCHMASSMANN, H. (1945): Stratigraphie des mittleren Doggers der Nordschweiz. Tätigkeitsber. naturf. Ges. Baselland 14, Liestal.

Erklärung zu Tafel XI

Paracomatula helvetica n. gen. n. sp., untere Parkinsonien-Schichten, Hottwiler Horn.
Sammlung H. HESS.

Fig. 1. Unterseite der Bank mit Stielen und einer Krone von *Isocrinus nicoleti* (DESOR).
Verkl. ca. 1/2.

Fig. 2. Unterseite der Bank. Verkl. ca. 1/2.

2. — EDUARD KOEHLIN (Basel): **Demonstration einiger neuer oder wenig bekannter Fossilien aus dem Jura der Umgebung Basels. II.** Mit 3 Textfiguren.

1. *Montlivaultia oolithica* n. sp.

Fig. 1a—b

Das hier beschriebene und abgebildete Fundstück wurde von A. RUDIN, Liestal, beim „Jägerwegli“ am Schleifenberg ob Liestal gefunden. Es wurde mir zusammen mit einem zweiten, ähnlichen, aus derselben Gegend stammenden Exemplar von Dr. H. SCHMASSMANN übergeben.



Fig. 1. *Montlivaultia oolithica* n. sp.

Verkleinerung 5:4. Hauptrogenstein (Mäandrina-Schicht?), Schleifenberg bei Liestal (Koord. 622, 600/259, 800). Naturhistorisches Museum Basel.

a) Seitenansicht; b) von oben.

Eine genaue Schichtbestimmung ist nicht möglich. Die vollkommene Herauswitterung und das spärliche am Fossil haftende Gestein, das aus mergeligem Kalk mit vereinzelt kleinen Oolithen besteht, sowie der Umstand, dass beide Stücke von Pholaden angebohrt sind, lässt an die korallenführenden Mäandrinaschichten denken.

Das besterhaltene Stück hat eine Höhe von 8 cm; die grösste Breite beträgt 5½ cm. Der Durchmesser des etwas elliptischen Kelches misst 4:4,8 cm. Die Form ist diejenige einer *Montlivaultia*. In den oberen Partien ist sie zylindrisch, nach der Basis zu ist sie konisch verjüngt und leicht abgebogen (Fig. 1a). In der Mitte der einen Seite zeigt das Fossil eine höckerige Ausbuchtung. Der Kelch hat eine Tiefe von ca. 1 cm (Fig. 1b). Die abwechselnd dünneren und dickeren Lamellen sind gerade und reichen sämtliche bis zur Kolumellargrube. Diese ist deutlich punktförmig und nicht linear. Die Anzahl der Lamellen beträgt 130 bis 140. Es bestehen zahlreiche Transversen. Eine Theca fehlt bei beiden Stücken.

KOBY beschreibt aus dem Bathonien (zu dem er auch den unteren Hauptrogenstein rechnet) ausser den kleinen Montlivaultien: *M. numismalis* D'ORB. und *M. lambechei* ED. & H. 3 grössere Arten, nämlich *M. moeschii* K. aus dem Bathonien des Fricktales, *M. mülleri* K. aus der Umgebung von Basel und *M. ducreti* K. von Movelier und Trimbach. Sämtliche drei Arten unterscheiden sich von unseren Funden in wesentlichen Punkten. *M. moeschii* ist kleiner und in der Form streng zylindrisch, die Septen sind in der Nähe der Kolumellargrube gewellt. Die letztere ist linear ausgebildet. Bei der ebenfalls kleineren *M. mülleri* sind die Septen dicker und weniger zahlreich sowie in der Nähe des Zentrums gewellt; die Fossa ist wie bei der vorherigen linear. *M. ducreti*, welche in der Grösse unseren Funden am nächsten steht, hat ebenfalls eine lineare Fossa. Ihre Septen sind sehr fein und zahlreich (200 bis 240) und undulieren im Zentrum. Die im Callovien des Basler Jura häufige *M. caryophyllata* LAM. unterscheidet sich in Form und Aufbau von unseren Funden und ist viel kleiner als diese.

Wir schlagen vor, für das abgebildete Exemplar eine neue Spezies unter dem Namen *Montlivaultia oolithica* n. sp. aufzustellen.

2. *Ostrea eduliformis* SCHLOTHEIM, syn. *O. explanata* GOLDFUSS

Fig. 2a—b



Fig. 2. *Ostrea eduliformis* SCHLOTH.

Verkleinerung 5:2. Humphriesi-Schicht. Schleifenberg bei Liestal (Koord. 623, 880/259, 530). Naturhistorisches Museum Basel. — a) linke Schale; b) rechte Schale.

Das besonders schön erhaltene Exemplar wurde in den Humphriesischichten des Schleifenberges bei Liestal gefunden. Die linke Schale zeigt eine leicht faltige Oberfläche, wie dies schon QUENSTEDT bei einigen Exemplaren beobachtet hat. Besonders auffallend sind die konzentrischen Anwachsstreifen der rechten Schale. Als erster erwähnt SCHLOTHEIM diese Auster unter dem Namen *Ostracites eduliformis* aus dem fränkischen Unteroolith. Nach QUENSTEDT ist das Fossil im

unteren Dogger von Württemberg häufig. A. MÜLLER erwähnt *Ostrea explanata* GOLDF. aus dem unteren Eisenrogenstein des Basler Jura und BENECKE aus der Eisenformation Lothringens, währenddem A. BUXTORF nur die unserem Fossil nahestehende *Gryphaea sublobata* DESH. in den Muchisonaeschichten des Basler Jura gefunden hat. Nach ED. GREPPIN und F. LEUTHARDT findet sich das Fossil in den Saucei- und Humphrieschichten der Umgebung von Liestal und im Hauensteinbasistunnel. Es fehlt in der TOBLERSchen Fossilliste von Stetten-Lörrach, wurde indes von DEUSS im südlichen Schwarzwald nachgewiesen.

Die erste Abbildung ist in dem Werk von KNORR und WALCH nach einem im Basler Museum befindlichen, etwas verwachsenen Exemplar der Sammlung von HIERONYMUS D'ANNONE enthalten. Übersichtlicher, wenn auch etwas schematisch sind die Bilder von ZIETEN und GOLDFUSS. Da mir ausser diesen älteren Veröffentlichungen keine neueren und vor allem keine photographischen Darstellungen dieses Fossils bekannt sind und da weder ED. GREPPIN noch L. ROLLIER in ihren Monographien Abbildungen der *Ostrea eduliformis* bringen, so sei hier eine Photographie dieses typischen Exemplars publiziert (Fig. 2a, 2b).

3. *Astarte maxima* QUENSTEDT

Fig. 3.

Der vorliegende Steinkern von 5 zu 7 cm Grösse, an welchem Mantellinie und Muskelansätze der linken Klappe gut erkennbar sind, wurde in den Humphrieschichten der Passwangstrasse bei Stuckern (P. 823) von Dr. HANS WIRZ gefunden. Wenn auch die Schlosspartie grösstenteils fehlt, so zeigen doch Grösse



Fig. 3. *Astarte maxima* QUENSTEDT.

Verkleinerung 5:4. Humphriesi-Schicht. Passwangstrasse bei Stuckern (P. 823, Koord. 614, 900/245, 800). Naturhistorisches Museum Basel.

und Form, dass es sich um eine der grossen Astarten handelt. Von *Astarte excavata* Sow. unterscheidet sich das Fundstück (Fig. 3) durch das Fehlen der für jene typischen, der Lunula entsprechenden Ausbuchtung. Es handelt sich offenbar um eine *Astarte maxima* QU. Dieser Ansicht ist auch Prof. A. JEANNET, dem ich das Fossil gezeigt habe.

In der lokalen Literatur erwähnt nur C. MÖSCH diese Art aus den Humphrieschichten von Holderbank und Betznau. Häufiger wird *Astarte excavata* Sow. angeführt, so von J. P. GREPPIN vom Oberen Passwang und von F. LEUTHARDT aus dem Hauensteinbasistunnel. Auch K. STRÜBIN und M. MÜHLBERG erwähnen Steinkerne der letzteren Art als seltene Funde aus dem unteren Dogger des Basler Jura. OPPEL kennt *A. excavata* aus den Murchisonaeschichten des Wutachtales und aus dem unteren Oolith im Departement Sarthe. Bei BENECKE ist aus der Eisenerzformation von Lothringen ein Steinkern von *Astarte excavata* abgebildet, welcher unserem Exemplar sehr ähnlich ist. Bei den schlecht konservierten Steinkernen, wie wir sie in unserer Gegend finden, ist ein Auseinanderhalten der beiden angeführten Arten meist schwierig. Immerhin scheint es sich bei unserem Funde um die im Bajocien des Basler Jura seltene *Astarte maxima* QU. zu handeln.

Literatur

- BENECKE, E. W. (1905): *Die Versteinerungen der Eisenerz-Formation von Deutschlothringen und Luxemburg*. Abh. geol. Karte Elsass-Lothr. H. VI. Strassburg.
- BUXTORF, A. (1901): *Geologie der Umgebung von Gelterkinden*. Beitr. geol. Karte Schweiz. [N. F.] XI.
- DEUSS, F. (1925): *Der untere und mittlere Dogger am westl. Schwarzwaldrand*. Ber. naturf. Ges. Freiburg i. B. 25.
- GREPPIN, J. B. (1870): *Description géologique du Jura Bernois*. Mat. Carte géol. Suisse.
- GREPPIN, ED. & TOBLER, A. (1929): *Zur Geologie und Paläontologie des Flexurgebietes von Stetten-Lörrach*. Verh. naturf. Ges. Basel.
- GREPPIN, ED. (1900): *Description des fossiles du Bajocien sup. des environs de Bâle*. Mém. Soc. Pal. Suisse 25-27.
- GOLDFUSS, A. (1834-40): *Petrefacta Germaniae*.
- KOBY, F. (1880-89): *Monographie des polypiers jurassiques de la Suisse*. Mém. Soc. Pal. Suisse.
- KNORR, G. W. & WALCH (1755-73): *Die Naturgeschichte der Versteinerungen*. Z. Erl. d. Knorr'schen Samml. Nürnberg.
- LEUTHARDT, F. (1917-21): *Die Fossilien des Hauensteinbasistunnels*. VI. Tätigk.-Ber. naturf. Ges. Baselland.
- MÖSCH, C. (1874): *Der südliche Aargauerjura*. Beitr. geol. Karte Schweiz. L. 10.
- MÜHLBERG, M. (1899-1900): *Vorläufige Mitteilung über die Stratigraphie des braunen Jura im nord-schweizerischen Juragebirge*. Ecl. geol. Helv. 6.
- MÜLLER, A. (1884): *Geologische Skizze des Kantons Basel*. Beitr. geol. Karte Schweiz. Lfg. 1.
- OPPEL, A. (1856-58): *Die Juraformation Englands, Frankreichs und Südwestdeutschlands*. Stuttgart.
- QUENSTEDT, A. F. (1858): *Der Jura*. Tübingen.
- ROLIER, L. (1912): *Fossiles nouveaux ou peu connus des terrains secondaires du Jura*. Mém. Soc. Pal. Suisse 38.
- v. SCHLOTHEIM, E. F. (1820): *Die Petrefaktenkunde auf ihrem jetzigen Standpunkte*. Gotha.
- STRÜBIN, K.: *Beiträge zur Kenntnis der Stratigraphie des Basler Tafeljura*. Verh. naturf. Ges. in Basel. 13.
- v. ZIETEN, C. H. (1830-34): *Die Versteinerungen Württembergs*. Stuttgart.

3. — BERNHARD PEYER (Zürich): **Über fossile Holothurien.** (Kein Manuskript eingegangen.)

4. — HANS E. THALMANN (Pasadena): **Mitteilungen über Foraminiferen IX.****41. *Coscinophragma* n. nom. für *Polyphragma* REUSS 1871
(non QUATREFAGES, 1865)**

Im Jahre 1871 stellte REUSS (S. 277) die Gattung *Polyphragma* mit dem Genotypus *Lichenopora cribrosa* REUSS (1845–46, S. 64) aus der böhmischen Oberkreide auf. Nach CUSHMAN (1948) gehört diese Gattung zur Fam. Placopsilinidae, Subfam. Polyphragminae. GALLOWAY (1933) weist sie jedoch der Fam. Lituolidae, Subfam. Neusininae, zu, während GLAESSNER (1945) *Polyphragma* REUSS mit einigem Bedenken zur Fam. Lituolidae, Subfam. Lituolinae stellt.

Nach NEAVE (1940) besteht jedoch bereits unter den polychaeten Annelidae die Gattung *Polyphragma* QUATREFAGES, 1865, wodurch *Polyphragma* REUSS, 1871, ein Homonym von *Polyphragma* QUATREFAGES, 1865, wird. *Polyphragma* REUSS wird deshalb als ungültig erklärt und hiermit durch *Coscinophragma* nom. nov. ersetzt. (Derivatio nominis: τὸ κόσκινον, Sieb; τὸ φράγμα, Zaun, Barrikade; wegen der siebartigen Mündung). Als Genotypus bleibt: *Lichenopora cribrosa* REUSS aus dem unteren Plänerkalk von Weisskirlitz und Bilin in Böhmen. Er soll sich im Fürstlich-LOBKOWITZschen Mineralienkabinett in Bilin befinden. Die Gattung wurde bisher aus der böhmischen (REUSS, PERNER), der deutschen (FRANKE, SCHNETZER), und der holländischen Oberkreide (HOFKER) signalisiert.

Infolge der Neubenennung der Gattung muss die Subfam. Polyphragminae in Coscinophragminae nom. nov. umgetauft werden. Ein Teil der von BEISSEL (1891, S. 21) als *Polyphragma* beschriebenen Formen aus der Aachener Kreide wurde von MARIE (1941, S. 53) zur Gattung *Ataxogyroidina* MARIE, 1941, gestellt.

Eine gute Beschreibung mit Abbildungen der Schalenstruktur von *Coscinophragma* aus dem Cenomanien von Kamajk und aus den Bryozoen-Schichten von Gangberg bei Kuttensburg in der Tschechoslowakei (Exemplare von 2–18 mm Länge und 1–1,5 mm Durchmesser) findet sich bei PERNER (1892, S. 18–20).

42. *Amphicoryne* oder *Amphicoryna* SCHLUMBERGER 1881

Unter strikter Befolgung der Regeln der Transkription griechischer Wörter in der zoologischen Nomenklatur stellte SCHLUMBERGER (1881, S. 881) die Gattung *Amphicoryna* auf. Ihr Genotypus ist *Marginulina jalx* JONES & PARKER, 1860 (S. 302; abgebildet in BRADY (1884, S. 556), eine rezente Art aus dem Mittelmeer. BRADY änderte jedoch die Schreibweise des Gattungsnamens in *Amphicoryne* um, wodurch, laut Art. 34, Absatz 1a, der Internationalen Regeln der Zoologischen Nomenklatur, ein objektives Homonym von *Amphicorine* QUATREFAGES, 1850 (S. 29 und 41), einer Gattung der Vermes, verursacht wurde.

Bekanntlich sind Unterschiede in der Endung bei Gattungsnamen nomenklatorisch wirksam (RICHTER, 1948, S. 191), wenn auch höchst unerwünscht. *Amphicoryna* SCHLUMBERGER kann also rechtsgültig als Gattungsname neben *Amphicorine* QUATREFAGES bestehen, nicht aber *Amphicoryne* SCHLUMBERGER-BRADY. Um die Einführung eines neuen Gattungsnamens für die dimorphe Gattung SCHLUMBERGERS zu vermeiden (Schreibweise von BRADY), wird hiermit vorgeschlagen, den ursprünglich orthographisch richtig eingeführten Namen *Amphicoryna* (an Stelle von *Amphicoryne*) in der Systematik der Foraminiferen wieder zu gebrauchen. Das Schluss-η bei griechischen Substantiva wird stets zu -a transkribiert (ἡ κορύνη, Keule, Hirtenstab, wird latinisiert zu coryna).

43. Weitere Homonyme bei den Foraminiferen

Der Verfasser hat in einer kürzlich erschienenen Notiz (1950) eine Liste von Homonymen bei den Foraminiferen mitgeteilt, welche hier durch einige weitere Fälle ergänzt sei:

Cibicides perforatus CORYELL & RIVERO, 1940, Jour. Paleont., Bd. 14, S. 335, Taf. 46, Fig. 13, aus dem Mittel-Miozän von Haiti ist ein subjektives Homonym von *Cibicides perforatus* (KARRER, 1864, olim *Rotalia*), Novara-Exped., Geol. Theil, Bd. 1, S. 81, Taf. 16, Fig. 12 (non *Rotalia perforata* EHRENBERG, 1838) aus dem Tertiär von Neu-Seeland.

Discorbis umbonifer PARR, 1950, B.A.N.Z. Antarctic Research Exped., 1929 bis 1931, Repts., Ser. B, Bd. 5, Teil 6, S. 353, Taf. 13, Fig. 22, rezent, Tasmanien, ist ein objektives Homonym von *Discorbina umbonifera* SCHWAGER, 1883, Palaeontogr., Bd. 30, S. 126, Taf. 27 (4), Fig. 14, aus dem Eocaen der Libyschen Wüste. PARRS Name wird hiermit als ungültig erklärt und neubenannt: *Discorbis parri* nom. nov., zu Ehren des am 21. August 1949 im Alter von 55 Jahren zu früh verstorbenen australischen Foraminiferenforschers WALTER J. PARR.

Herr Prof. Dr. J. J. GALLOWAY (Bloomington, Indiana) hat laut brieflicher Mitteilung vom 5. Dezember 1950 den Verfasser ermächtigt, drei bereits signalisierte Homonyme (THALMANN, 1950, S. 44) unter den Namen der ursprünglichen Autoren zu veröffentlichen:

Elphidium granulosum (GALLOWAY & WISSLER, 1927, olim *Themeon*), Jour. Paleont., Bd. I, S. 193, aus dem Pleistozän von Kalifornien, ein Homonym von *Elphidium macellum* (FICHTEL & MOLL, 1798) var. *granulosum* SIDEBOTTOM, 1909, Manchester Lit. Phil. Soc., Mem. and Proc., Bd. 53, S. 16, Taf. 5, Fig. 5, rezent, Griechenland, erhält hiermit den neuen, von J. J. GALLOWAY vorgeschlagenen Namen: *Elphidium microgranulosum* GALLOWAY & WISSLER, nom. nov.

Elphidium sagrai (D'ORBIGNY, 1839) var. *crassum* GALLOWAY & HEMINWAY, 1941, New York Acad. Sci., Sci. Surv. Porto Rico and Virgin Islds., Bd. 3, Teil 4, S. 366, Taf. 15, Fig. 1, aus dem Mittel-Oligocaen von Puerto Rico, ein Homonym von *Elphidium crispum* (LINNÉ, 1758) var. *crassa* MÖBIUS, 1880, Beitr. Meeresfauna Insel Mauritius, S. 101, Taf. 11, Fig. 4-7, rezent, Mauritius, wird hiermit von J. J. GALLOWAY umbenannt als *Elphidium sagrai* (D'ORBIGNY, 1839) subsp. *percrassum* GALLOWAY & HEMINWAY, nom. nov.

Gaudryina glabrata CUSHMAN, 1937, var. *maxima* GALLOWAY & HEMINWAY, 1941, l. c., S. 323, Taf. 7, Fig. 2, aus dem Ober-Oligocaen von Puerto Rico, ein Homonym von *Gaudryina baccata* SCHWAGER, 1866, var. *maxima* EGGER, 1893, Abhandl. k. Bayer. Akad. Wiss., München, Bd. 18, S. 86, Taf. 7, Fig. 7, rezent, Indischer Ozean, erhält hiermit durch J. J. GALLOWAY den Namen: *Gaudryina glabrata* CUSHMAN, 1937, subsp. *papillata* GALLOWAY & HEMINWAY, nom. nov.

Proteonina difflugiformis (BRADY, 1879) var. *complanata* n. ? MONTANARO GALITELLI, 1947, Atti Soc. Toscana Sci. Nat., Mem., Bd. 54, S. 10, Textfig. 1, No. 2, aus der Oberkreide von Italien, ist ein subjektives Homonym von *Proteonina complanata* (FRANKE, 1911, olim *Pelosina*), gemäss GLAESSNER, 1937, Probl. of Paleont., Moscow, Bd. 2-3, S. 355, Taf. 1, Fig. 3.

Trochammina quadriloba HÖGLUND, 1948, Contr. Cushman Labor. Foram. Research, Bd. 24, S. 46, ein nomen mutatum für *Trochammina pusilla* HÖGLUND, 1947, non GEINITZ, 1848, muss leider ein zweites Mal neubenannt werden wegen Homonymie mit *Trochammina (Reussina) quadriloba* (GRZYBOWSKI, 1896, olim *Haplophragmium*) in: POKORNY, 1949, Rozpr. II Tridy Ceske Akad., Bd. 59, No. 15, S. 22,

Textfig. 9, aus dem tschechischen Eocaen. Dieser Fall zeigt, wie überaus wichtig es ist, bei einer vermutlich neuen Art die gesamte Foraminiferen-Literatur durchzusehen, um herauszufinden, ob nicht dieselbe oder eine ähnliche Art bereits unter einem andern Gattungsnamen früher publiziert wurde. Nur auf diese zeitraubende aber unerlässliche Weise lassen sich in Zukunft subjektive (sekundäre) Homonyme vermeiden. Der von POKORNY gebrauchte Untergattungsnamen *Reussina* GRZYBOWSKI 1896, ist hinfällig, wegen Homonymie mit *Reussina* NEVIANI, 1895 (Bryozoa), worauf schon GALLOWAY (1933, S. 182) hingewiesen hat.

Valvulineria lobata CUSHMAN & APPLIN, 1947, Contr. CUSHMAN Labor. Foram. Research, Bd. 23, S. 55, Taf. 13, Fig. 6, aus der Oberkreide von Mississippi, ist ein Homonym von *Valvulineria inaequalis* (D'ORBIGNY, 1839) var. *lobata* CUSHMAN & H. RENZ, 1941, ibid., Bd. 17, S. 23, Taf. 3, Fig. 24 aus dem Miocaen von Venezuela.

In Befolgung der „Ehrenpflicht der Benachrichtigung“ der Internationalen Regeln der Zoologischen Nomenklatur (Kongress Monaco 1913) werden hiermit die betreffenden Homonymie-Autoren ersucht, unverzüglich einen Ersatznamen zu publizieren.

44. Vorkommen der Gattung *Hastigerinella* CUSHMAN, 1927, im österreichischen Mittel-Eocaen

Dank der Liebenswürdigkeit des Kollegen Dr. WALTER SCHORS (Wien) war es dem Verfasser möglich, den Schlämmrückstand einer Gesteinsprobe aus den Stockletten-Tonmergeln (Mittel-Eocaen) des Helvetikums der Gegend von Mattsee nördlich Salzburg zu untersuchen. Vor beinahe 30 Jahren hatte der Verfasser Gelegenheit, im Basler Museum unter Dr. AUGUST TOBLER eine Probe aus den Stockletten von Mattsee zu studieren, in welcher „Globigerinen mit keulenförmigen Kammern“ (Tagebuch-Notiz) vorkamen. Dies führte zu einem brieflichen Gedankenaustausch mit Dr. SCHORS, da in Hinsicht auf die kürzlich signalisierten Funde von *Hantkenina* in den eocaenen Ablagerungen der Karpathen (VASICEK), Rumänien (FABIAN), Frankreich (MARIE, CUVILLIER) und Italien (SELLI, NAPOLI ALLIATA) vermutet wurde, dass auch in den Stockletten-Mergeln diese stratigraphisch wichtige Gattung vorhanden sein könnte.

Die Untersuchung der Probe von Dr. SCHORS (Nr. 64/1. 36) zeigte aber, dass es sich hier nicht um das Vorkommen von Hantkeninen, sondern von *Hastigerinella* ex gr. *H. eocanica* NUTTALL handelt, wiewohl letztere in kleinen unvollständigen Exemplaren ziemlich reichlich auftritt. Genaue Durchsichtung hat keine Hantkeninen geliefert. Erfahrungen im Eocaen von N. W. Südamerika (Peru, Ecuador, Columbien) haben gezeigt, dass sich, aus bisher unerklärlichen Gründen, *Hastigerinella* und *Hantkenina* gegenseitig ausschliessen, und kaum, oder dann nur ganz selten, synchron zusammen gefunden werden.

In der Neuen Welt sind Vertreter der Gattung *Hastigerinella* (*H. eocanica* NUTT., *H. eocanica* NUTT. var. *aragonensis* NUTT., *H. jarvisi* CUSHM.) im Eocaen von Süd-Mexiko, Trinidad, Ekuador, Peru und Kalifornien eine nicht seltene Erscheinung. In der Alten Welt sind meines Wissens bis heute nur Funde im Unter-Lutetien von Marokko (OSTROWSKY), und im Ober-Lutetien der Umgebung von Bologna, Italien (SELLI) signalisiert worden. Das Auftreten dieser planktonischen Gattung im Mittel-Eocaen von Mattsee bei Salzburg ist daher paläogeographisch von grosser Bedeutung.

Die älteste, bisher nachgewiesene *Hastigerinella*, *H. subcretacea* TAPPAN, kommt in der oberen Unterkreide von Oklahoma vor; weitere Arten, wie *H. alexan-*

deri CUSHM., *H. moremani* CUSHM., *H. simplex* LOETT., und *H. Watersi* CUSHM. leben in der Oberkreide (Austin-Kalk und Eagleford-Schichten) von Texas, Nebraska, Kansas und Süd-Dakota. Aus dem Atlantik ist der Genotypus, *H. rhumbleri* GALLOWAY, als bisher einzige rezente Art bekannt.

Ohne einer späteren Bearbeitung der Foraminiferen-Fauna der Stockletten-Tonmergel von Mattsee durch Dr. W. SCHORS vorzugreifen, sei nur darauf hingewiesen, dass es sich bei diesen mitteleocaenen Ablagerungen um ein typisches Globigerinatum mit einer artenreichen Vergesellschaftung handelt, worunter: *Clavulinoides szaboi* (HANTK.), *Spiroplectammina carinata* (D'ORB.), *Ammodiscus polygyrus* (REUSS), *Dorothia eocenica* CUSHM., *Vulvulina colei* CUSHM., *Vulvulina eocaena* MONTAGNE, *Cibicides subspiratus* NUTT. var. *limbata* CITA, *Anomalina dorri* COLE, *Bulimina* sp. aff. *B. abatissae* SELLI, *Robulus inornatus* (D'ORB.), Globigerinen, Gyroidinen, Nodosarien, Uvigerinen, Ostracoden, usw. Die Assoziation zeigt ein typisch eocaenes Gepräge und ihr Vorkommen in Österreich weist auf eine ehemalige Verbindung mit dem mitteleocaenen mediterran-zentralamerikanischen Tethys-Gebiet hin.

45. *Bermudezella* n. nom. für *Carpenterella* BERMUDEZ, 1949 (non COLLENETTE, 1933)

Carpenterella BERMUDEZ, 1949 (S. 313), aus dem Mittel-Oligocaen von Haiti, mit Genotypus *Carpenterella truncata* BERMUDEZ, 1949 (S. 313, Taf. 26, Fig. 45-47), Fam. Rupertiidae, ist ein primäres Homonym von *Carpenterella* COLLENETTE, 1933 (Entomol. Month. Magaz., Bd. 69, S. 258), einem Lepidopteren-Genus. Auf eine schriftliche Benachrichtigung hin ermächtigte Dr. PEDRO J. BERMUDEZ (Caracas) den Verfasser, eine Neubenennung vorzunehmen (Brief vom 23. November 1950). *Carpenterella* BERMUDEZ, 1949, wird deshalb hiermit als ungültig erklärt und mit dem neuen Namen: *Bermudezella* nom. nov. zu Ehren des verdienten kubanischen Foraminiferenforschers belegt.

Der Genotypus dieser adnaten trochoid-konisch gebauten Gattung, *Bermudezella truncata* (BERMUDEZ, 1949), stammt aus der mittel-oligocaenen Sombrierito-Formation von Mirabalais Village in Haiti und ist unter Nr. 62637 in der Sammlung der CUSHMAN Foundation, U. S. National Museum, Washington, D. C., USA. aufbewahrt.

46. *Parrellina* n. nom. für *Elphidioides* PARR, 1950 (non CUSHMAN, 1945)

In seiner posthum erschienenen grossen Monographie über rezente antarktische Foraminiferen stellte PARR (1950, S. 373) die Gattung *Elphidioides* auf, mit dem Genotypus: *Polystomella imperatrix* BRADY, 1884 (S. 738, Taf. 110, Fig. 13-15). Da dieser neue Gattungsname ein primäres Homonym von *Elphidioides* CUSHMAN, 1945 (S. 7) ist (Genotypus: *Elphidioides americanus* CUSHMAN, 1945, aus dem Ober-eocaen von Georgia, USA.), wird derselbe hiermit ungültig erklärt und zum Andenken an den hochverdienten australischen Foraminiferenforscher in *Parrellina* nom. nov. umgetauft.

Ausser des Genotypus gehört nach PARR noch *Polystomella verriculata* BRADY, 1879 (S. 66; abgebildet in BRADY, 1884, S. 738, Taf. 110, Fig. 12) zu *Parrellina*. Die Gattung kommt im Unter-Pliocaen von Australien, sowie rezent vor. Bis über das endgültige Schicksal der Sammlung der B.A.N.Z. Antarctic Research Expedition

1929–1931 eine Verfügung getroffen ist, bleibt der Genotypus unter der Obhut von Sir DOUGLAS MAWSON, dem Leiter der Expedition, in der Universität Adelaide aufbewahrt.

Im Zusammenhang mit dieser, W. J. PARR gewidmeten Gattung sei darauf aufmerksam gemacht, dass *Parrella* FINLAY, 1939 (Genotypus: *Anomalina bengalensis* SCHWAGER, 1866) ein Homonym ist von *Parrella* GINSBURG, 1938 (Allan Hancock Pacific Exped., Publ. Bd. 2, S. 116), einer Gattung bei den Fischen. Dr. H. J. FINLAY (Wellington) wurde brieflich von dieser Homonymie in Kenntnis gesetzt.

47. Validation von *Globorotalia lobata*, BERMUDEZ 1949

Laut freundlicher Mitteilung (12. Dezember 1950) von Herrn Kollegen Dr. H. BOLLI (Trinidad) ist dem Verfasser in seiner jüngst erschienenen Notiz (Lit. 16, S. 42) ein nomenklatorischer Irrtum unterlaufen, der hiermit richtig gesetzt sei. *Globorotalia lobata* BERMUDEZ, 1949, wurde infolge Verwechslung mit *Globorotalites lobata* BROTZEN, 1948, als Homonym betrachtet und mit dem neuen Namen: *Globorotalia dominicana* BERMUDEZ, nom. nov. belegt. Dieser letztere Name muss daher zurückgezogen und für tot erklärt werden, da sowohl *Globorotalia lobata* BERMUDEZ wie *Globorotalites lobata* BROTZEN nomenklatorisch zu Recht bestehen. In meinem "Index to new Genera, Species and Varieties of Foraminifera for the Year 1948" (S. 655) muss *Globorotalia lobata* BROTZEN in *Globorotalites lobata* BROTZEN umkorrigiert werden. Ich bin Dr. BOLLI für diesen Hinweis sehr zu Dank verpflichtet.

Literatur und Zitate

- BEISSEL, I. (1891): Abh. Preuss. geol. Landesanst. [N.F.], Heft 3, S. 21.
 BERMUDEZ, P. J. (1949): Cushman Labor. Foram. Res., Spec. Publ. 25, S. 313.
 BRADY, H. B. (1879): Quart. J. Micr. Sci. 21, S. 66.
 — (1884): Repts. Sci. Res. Voyage Challenger 9, Zool., S. 556, Taf. 65, Fig. 7–9.
 CUSHMAN, J. A. (1945): Contr. Cushman Labor. Foram. Res. 21, S. 7.
 — (1948): *Foraminifera, Their Classification and Economic Use*. 4. Aufl., S. 209.
 GALLOWAY, J. J. (1933): *A Manual of Foraminifera*. S. 199.
 GLAESSNER, M. F. (1945): *Principles of Micropalaeontology*. S. 95.
 JONES & PARKER (1860): Quart. J. Geol. Soc. London 16, S. 302, Nr. 28.
 MARIE, P. (1941): Mém. Mus. nat. Hist. nat. Paris [N.S.] 12, Fasz. 1, S. 53.
 NEAVE, S. A. (1940): *Nomenclator Zoologicus*, Bd. 3, S. 860.
 PARR, W. J. (1950): *B. A. N. Z. Antarctic Research Expedition 1929–1931*, Repts. [B] 5, Teil 6: *Foraminifera*, S. 373.
 PERNER, J. (1892): Cesk. Akad. Cis. Frant. Josefa (Palaeont. Bohemica Nr. 1), Trida 2, S. 18–20, Taf. 1, Fig. 1–14, Textfig. 2, 3.
 QUATREFAGES (1850): Ann. Sci. nat. Paris, Zool. [3] 13, S. 29, 41.
 — (VAILLANT) (1865): Hist. Nat. Annel. 2, S. 507.
 REUSS, A. E. (1845/46): *Verst. böhm. Kreideformation*, Bd. 2, S. 64, Taf. 14, Fig. 10; Taf. 24, Fig. 3–5.
 — (1871): Sitz.-B. k. Akad. Wiss. Wien 64, Abt. 1, S. 277.
 RICHTER, R. (1948): *Einführung in die Zoologische Nomenklatur etc.*, 2. Aufl., S. 191.
 SCHLUMBERGER, C. (1881): in: MILNE-EDWARDS, C. r. Acad. Sci. Paris 93, 28. Nov. 1881, S. 881.
 THALMANN, H. E. (1949): J. Paléont. 23, S. 655.
 — (1950): Contr. Cushman Found. Foram. Res. 1, Nr. 3–4, S. 41–45.

5. — JAKOB SCHWEIGHAUSER (Basel): **Spirillinen aus dem Lias von Arzo (Tessin).** Mit 9 Textfiguren.

Zwischen den Herren Professoren PEYER, VONDERSCHMITT und PD. Dr. KUHN besteht seit einigen Jahren eine Arbeitsgemeinschaft, welche sich zum Ziele setzte, das an geologischen Problemen so reiche Gebiet von Arzo tektonisch, stratigraphisch und paläontologisch möglichst genau zu untersuchen¹⁾. Im Verlaufe dieser Arbeiten fand E. KUHN beim P. 511 E Arzo Gesteine, die ausserordentlich reich an Spirillinen sind (Fig. 1)²⁾. Die Häufigkeit des Auftretens an diesem Orte sowie der

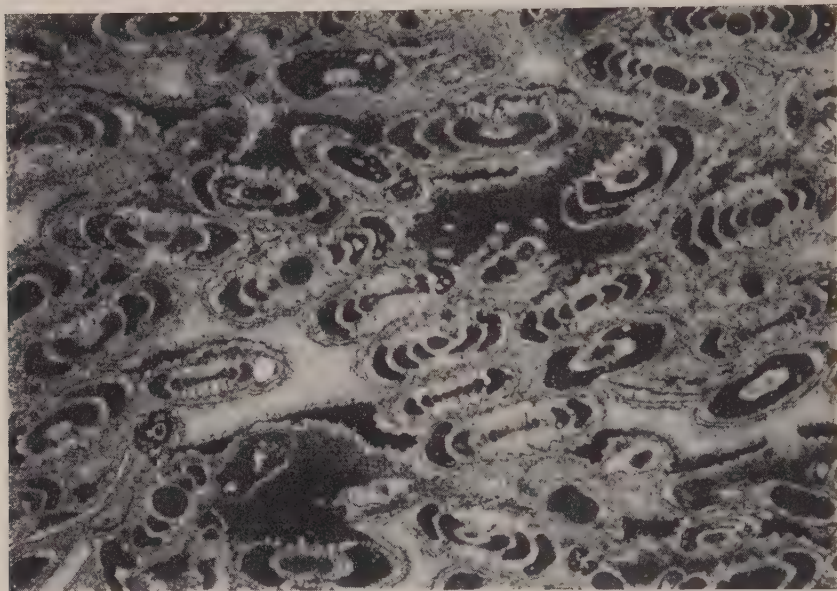


Fig. 1. Schliffbild der foraminiferenreichen Kalke von Arzo mit *Sp. liassica* (JONES) und *Sp. ticiensis* n. sp. Vergr. 15×.

Umstand, dass die gleichen Foraminiferen auch an anderen Lokalitäten in der Schweiz nachgewiesen werden konnten, versprochen bei einer Bearbeitung interessante Ergebnisse zu zeitigen. Die oben genannten Herren vertrauten mir in der Folge das aufgesammelte Material zur näheren Untersuchung an. Dafür sei ihnen bestens gedankt. Auch gilt ihnen sowie Herrn Prof. REICHEL mein Dank für die vielen wertvollen Hinweise.

Bevor wir an das Studium der Spirillinen herantreten, seien einige Bemerkungen über die stratigraphischen Verhältnisse des Fundortes vorausgeschickt, für Details sei aber auf die Dissertation von SENN (1924) verwiesen. Im Gebiete von Arzo transgrediert das Domérien direkt auf den Hauptdolomit. Der ganz in der Nähe so

¹⁾ Diese Arbeitsgemeinschaft wird in verdankenswerter Weise unterstützt von der FRITZ-HOFFMANN-LA ROCHE-Stiftung.

²⁾ Die Originalexemplare zu den Abbildungen sind im Naturhistorischen Museum Basel aufbewahrt, mit Ausnahme des Exemplares von Fig. 2, welches sich im Zoologischen Museum der Universität Zürich befindet.

mächtige unterliasische Kieselkalk fehlt hier vollständig. E Arzo, bei P. 511, kann man die stratigraphische Anlagerung des Domérien an die obertriadischen Sedimente sehr schön beobachten. In einer Hohlkehle des Hauptdolomites liegen in einer roten, tonig-mergeligen Grundmasse Blöcke von harten Kalken und Mergelkalken sowie von Hauptdolomit. Die Kalke wittern rotbraun und gelb an. Im Bruch erscheinen sie rötlich bis gelb, teilweise sind sie etwas spätig. In einigen Blöcken treten die erwähnten Spirillinen und mit ihnen zusammen Brachiopoden auf. Fossilleere Stellen sind selten. Das genaue Alter dieser Blöcke kann man noch nicht mit

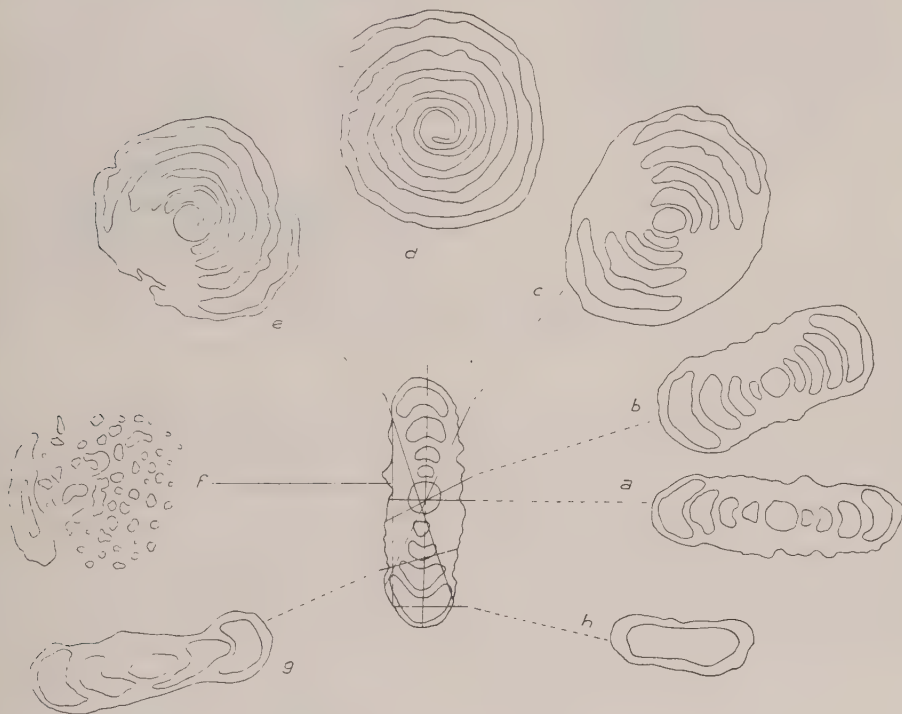


Fig. 2. Darstellung verschiedener Schnitte von *Sp. liassica* (JONES).

a = axial, b, c, e = schräg zentriert, d = äquatorial, f = tangential, parallel zur Äquatorialbene, g = schräg, nicht zentriert, h = tangential, senkrecht zur Äquatorialebene. Vergrößerung ca. 35×.

Sicherheit angeben. Man darf aus den bisherigen Untersuchungen aber annehmen, dass es sich bei der roten, tonigen Grundmasse um Domérien handelt. Die Blöcke sind also älter als Domérien und jünger als Hauptdolomit. Aus den Tonmergeln des Domérien sowie aus den Spirillinen führenden Gesteinen wurde von den oben genannten Herren im Zusammenhange mit ihren Untersuchungen eine grosse Zahl von Ammoniten ausgebeutet. Diese sollen bearbeitet werden, und es ist zu hoffen, dass sie uns die genauen Altersangaben liefern werden.

Die Festigkeit der Mergelkalke verunmöglichte es, die Spirillinen auszuschlänmen. Bei einigen Proben sind aber zahlreiche Exemplare sehr schön herausgewittert und zum Teil gut erhalten, so dass wir mit Hilfe der Lupe die äusseren Merkmale eingehend studieren konnten. Das Zoologische Museum der Universität Zürich

war überdies im Besitze einiger isolierter Exemplare, die es uns für unsere Untersuchung freundlichst überliess. Um die innern Merkmale genau beobachten zu können, wurde eine grosse Zahl von Gesteinsschliffen angefertigt. Diese gaben uns die Möglichkeit, die Foraminiferen in jeder beliebigen Schnittlage zu studieren und so ein deutliches Bild von der innern Organisation zu erhalten.

Beschreibung

Die Gestalt ist scheibenförmig. Bei gut erhaltenen Exemplaren bemerkt man nichts von der planispiralen Natur, wie man sie bei Spirillinen zu sehen erwartet. Der zentrale Teil (= die innern Windungen) ist immer von einem massiven Pfeilerwerk bedeckt, das nur den letzten Umgang frei lässt (siehe Fig. 3). Die Dicke der Pfeiler nimmt mit der Grösse der Foraminifere zu. Das sekundäre Schalenmaterial, wie man diese Bildung nennen kann, erhebt sich nie über die Breite des letzten Umgangs. Es ist von diesem durch eine oft ausgeprägte Rinne abgegrenzt. So kommt die charakteristische flache Gestalt zustande.

Ähnliches ist auch von anderen Spirillinen bekannt. Bei *Sp. novae-zealandiae* CHAPMAN (1909) sind alle Windungen durch sekundäres Schalenmaterial bedeckt (supplementary shell deposit). *Sp. tuberculata* BRADY (1879) steht unseren Formen noch näher, indem bei dieser Art auch die letzte Windung freigelassen ist und nur die innern Umgänge bedeckt sind. *Sp. wrightii* HERON ALLEN & EARLAND (1930) besitzt auf einer Seite eine Art Pfeilerung (raised beads), welche die innern Windungen fast ganz verdeckt.

Bei unseren Spirillinen von Arzo fehlt meistens die ganze Schale. Am Steinkern kann man daher das Proloculum, die Zahl der Windungen und ihre Anordnung direkt beobachten (Fig. 4). Auf Grund dieser Merkmale (Grösse des Proloculums, Zahl der Umgänge), liessen sich zwei Formengruppen unterscheiden. In der Folge erkannten wir, dass sie zwei Arten darstellen können.

1. *Spirillina liassica* (JONES) besitzt ein grosses, kugelförmiges Proloculum. Darauf folgt die tubenförmige Kammer mit 3–4 Windungen. Die Umgänge sind schwach involut. Sie nehmen an Höhe und Breite gleichmässig zu. Zwischen den einzelnen Umgängen bemerkt man im Steinkern dunkle Streifen. Diese entsprechen den Abbruchstellen der Schale.

2. *Spirillina ticinensis* n. sp. Diese Art unterscheidet sich von der vorigen besonders durch das ausserordentlich kleine Proloculum. Die Zahl der Umgänge ist immer grösser (7–9). Die inneren sind sehr eng, die äusseren nehmen an Höhe und Breite sehr rasch zu. Bei gut erhaltenen Exemplaren, welche die Schale noch besitzen, können die zwei Arten nur im Schliff voneinander unterschieden werden. Wohl ist *Sp. ticinensis* etwas kleiner, eine genaue Bestimmung lässt sich aber erst vornehmen, wenn man die inneren Umgänge und das Proloculum beobachten kann.

Beide Arten besitzen – besonders auf den letzten Umgängen – oft zahlreiche querverlaufende Einschnürungen, die zum Teil sehr deutlich ausgeprägt sind. Andere stellen sich nur als seichte Vertiefungen dar. In der Anordnung konnten wir keine Regelmässigkeit feststellen. Ihre Anzahl variiert bei den verschiedenen Exemplaren. Diesen Kerben wurde von verschiedenen Autoren eine grosse Bedeutung beigemessen, da man ohne weiteres glaubte, auf das Vorhandensein von Septen schliessen zu dürfen. Wir werden unten Gelegenheit haben, dieses Problem weiter zu verfolgen.

Das Studium der Schliffe gestattete uns, beide Arten klar gegeneinander abzugrenzen. Gut zentrierte Schnitte gehören natürlich zu den Seltenheiten, am häufigsten sind die schiefen und tangentialen. Angesichts des umfangreichen Materials

war es jedoch möglich, von jeder Art ca. 50 gut zentrierte Axialschnitte und ca. 20 Äquatorialschnitte untersuchen zu können. Die Textfigur 2 zeigt typische Schnitte von *Sp. liassica*.

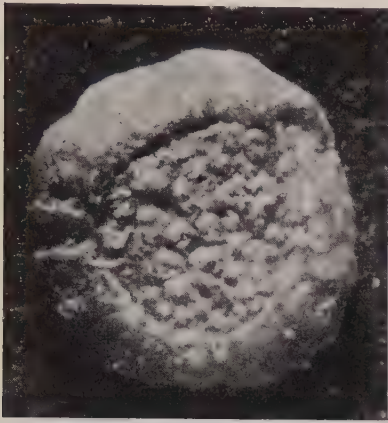


Fig. 3. *Spirillina liassica* (JONES). Die Schale des letzten Umganges fehlt. Im Steinkern lassen sich aber verschiedene Kerben beobachten. Vergr. ca. 25 $\times$.

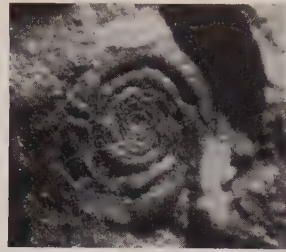


Fig. 4. Steinkern von *Sp. ticinensis* n. sp. Vergr. 25 $\times$.

Im Äquatorialschnitt lassen sich vor allem die Form des Proloculums sowie die Höhenzunahme der Kammer studieren. Bei *Sp. liassica* bewegen sich die Durchmesser der Embryonalkammer zwischen 0,25 und 0,34 mm, bei *Sp. ticinensis* zwischen 0,014 und 0,022 mm. Von beiden Arten wurden Diagramme gezeichnet, welche die Grössenzunahme der Kammer veranschaulichen sollen. Diese Zunahme ist bei *Sp. liassica* von Anfang an gleichförmig und ziemlich stark. Bei *Sp. ticinensis* hingegen ist sie bis zur 5. oder 6. Windung gering, die letzten Umgänge wachsen aber sehr rasch an. Den oben genannten Einschnürungen wurde besondere Aufmerksamkeit geschenkt. Wo an der Oberfläche Kerben auftreten, ragt gewöhnlich ein kurzer Fortsatz ins Kammerinnere. Die Gestalt kann verschieden sein. Gewöhnlich sind es wulstartige Erhöhungen, seltener dornartige Vorsprünge. Ihr Auftreten ist aber durchaus nicht an die erwähnten Kerben gebunden. Wir haben keinen Anhaltspunkt für eine Septennatur gefunden, weder in der Anordnung der Kerben noch in der Feinstruktur der Wand. Fig. 5 zeigt einen typischen Äquatorialschnitt.

Die Zahl der Umgänge wurde bei einer grösseren Zahl von Individuen ausgezählt:

	Zahl der Umgänge	Zahl der Exemplare
<i>Sp. liassica</i> (JONES)	2	4
	3	42
	4	66
	5	7
<i>Sp. ticinensis</i> n. sp.	5	—
	6	9
	7	16
	8	5

Man sieht, dass sie bei *Sp. ticinensis* immer grösser ist, was offenbar in Verbindung steht mit dem kleineren Proloculum.

Besonders interessant gestaltete sich das Studium der Axialschnitte. Die Wandstruktur, die Pfeiler sowie die Form der Kammerquerschnitte lassen sich hier besonders gut untersuchen.

Die Kammerquerschnitte der äusseren Windungen besitzen bei beiden Arten eine bestimmte Gestalt. Bei *Sp. liassica* sind sie breit und niedrig. Der Quotient aus Breite und Höhe wurde bei ca. 50 Exemplaren zu 2,41 bestimmt. Die gleichen Messungen ergaben für *Sp. ticinensis* den Wert 1,69, d. h. die letzten Umgänge sind bei dieser Art höher und schmaler. Für jede Art wurden an ca. 50 gut zentrierten Axialschnitten der Durchmesser und die Dicke bestimmt. Fig. 9 zeigt das Ergebnis dieser Messungen. *Sp. ticinensis* besitzt einen etwas kleineren Durchmesser und ist auch etwas dünner als *Sp. liassica*.

Die Wand des Proloculums und der Kammer wird immer aus zwei Schichten aufgebaut. Die Hauptmasse besteht aus Calcit. Meist besteht dieser Teil aus einem Aggregat grober Calcitkristalle, die aber keine bestimmte Orientierung erkennen lassen, wie die Untersuchung mit dem Polarisationsmikroskop zeigt. Oft ist die



Fig. 5. Äquatorialschnitt von *Sp. liassica* (JONES). Vergr. 30 $\times$.

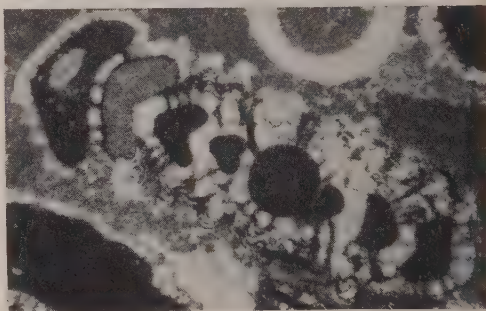


Fig. 6. Axialschnitt von *Sp. liassica* (JONES). Vergr. 30 $\times$.

Umkristallisation so weit fortgeschritten, dass an Stelle der Foraminifere nur ein Haufwerk von Calcitkristallen sichtbar ist. Selten trifft man Exemplare, welche noch die ursprüngliche Schalenbeschaffenheit aufweisen. In einer hyalinen Masse scheinen feine Calcitkriställchen eingestreut zu sein, welche der Schale ein granuläres Aussehen verleihen können. Die Perforationen sind oft sehr schön zu beobachten, und es war uns möglich, zwei Porentypen zu erkennen. Grobporen (mit Durchmesser bis zu 0,02 mm) finden sich in den Wänden der inneren und äusseren Umgänge sowie in den Lagen von Sekundärmaterial, welche letztere sie meist ganz durchstossen. Dazu treten äusserst feine Poren, die nach unseren bisherigen Beobachtungen nur in der Spiralwand vorkommen. Im Sekundärmaterial scheinen sie zu fehlen. Pseudoporen wie sie SOLLAS (1921) bei *Spirillina vivipara* EHRENBURG beobachtete, konnten wir in unseren Schnitten keine erkennen. Auch in der Feinstruktur der Wand weicht *Sp. vivipara* zum Teil erheblich von unseren Formen ab, wie die Arbeit von WOODS (1948) zeigt.

Sowohl das Proloculum wie die Kammer sind von einer dünnen, im Schliff dunkelbraun erscheinenden Schicht ausgekleidet. Nach MYERS (1936), der an rezenten Spirillinen beobachtete, würde es sich um Chitin handeln. In vielen Fällen ist die ganze Schale hellbraun gefärbt. Nach Beobachtungen an anderen Foraminiferen könnte es sich um eine limonitische Imprägnation handeln. Um aber alle die genannten Probleme mit Sicherheit lösen zu können, braucht man vor allem gut erhaltenes Vergleichsmaterial. Wir sind deshalb nicht in der Lage, über die Wandstruktur bei unseren Spirillinen endgültig zu urteilen.

Um die Pfeilerstrukturen näher untersuchen zu können, wählt man am besten jene Formen, deren Schalenmaterial noch nicht zu stark umkristallisiert ist. Man kann alsdann feststellen, dass sich über die inneren Windungen zahlreiche Calcitlamellen legen. Die Pfeilerstruktur wird ganz einfach durch wellige Erhöhungen und Vertiefungen dieser Lagen hervorgerufen. Zwischen der Zahl der Lagen und der Zahl der Umgänge konnten wir keinen Zusammenhang feststellen. In Fig. 7 lassen sich diese Bildungen sehr schön erkennen. In der Folge seien kurz die charakteristischen Merkmale beider Arten zusammengestellt.

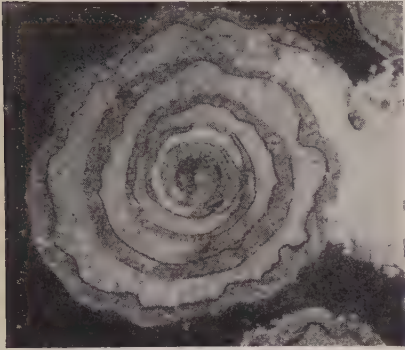


Fig. 7. Äquatorialschnitt von *Sp. ticinensis* n. sp. Die innersten Windungen sind nicht klar zu erkennen, da der Schnitt ein wenig tangential verläuft. Vergr. 30×.

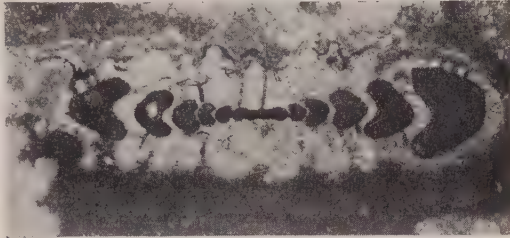


Fig. 8. Axialschnitt von *Sp. ticinensis* n. sp.
Holotyp. Vergr. 45×.

Spirillina liassica (JONES)

Fig. 1, 2, 3, 5, 6.

- 1853 *Nummulites liassicus* JONES (p. 274).
- 1861 *Involutina Jonesi* TERQUEM. (p. 461).
- 1864 *Involutina liassica* BRADY (p. 193 ff.).
- 1874 *Involutina liassina* BORNEMANN (p. 713).

Diese Spirillinen sind flach scheibenförmig. Die inneren Umgänge sind von sekundärem Schalenmaterial bedeckt. Nur der letzte Umgang ist sichtbar. Bei einer Dicke von 0,5 bis 0,65 mm betragen die Durchmesser 1,6–2,2 mm. Das Proloculum ist annähernd kugelförmig mit einem Durchmesser zwischen 0,25 und 0,34 mm. Die Windungen sind schwach involut. Die Querschnitte der äusseren Umgänge sind breit und niedrig. (Quotient aus Breite und Höhe = 2,4.) Die Zahl der Umgänge beträgt bei den meisten Exemplaren 3–4.

Spirillina ticinensis n. sp.

Fig. 1, 4, 7, 8.

Diese Art ist etwas weniger häufig als *Sp. liassica* (JONES). Die inneren Windungen sind ebenfalls von sekundärem Schalenmaterial bedeckt. Nur der letzte Umgang ist sichtbar. Eine Trennung von *Sp. liassica* (JONES) geschieht mit Sicherheit nur an Hand von Schliffen.

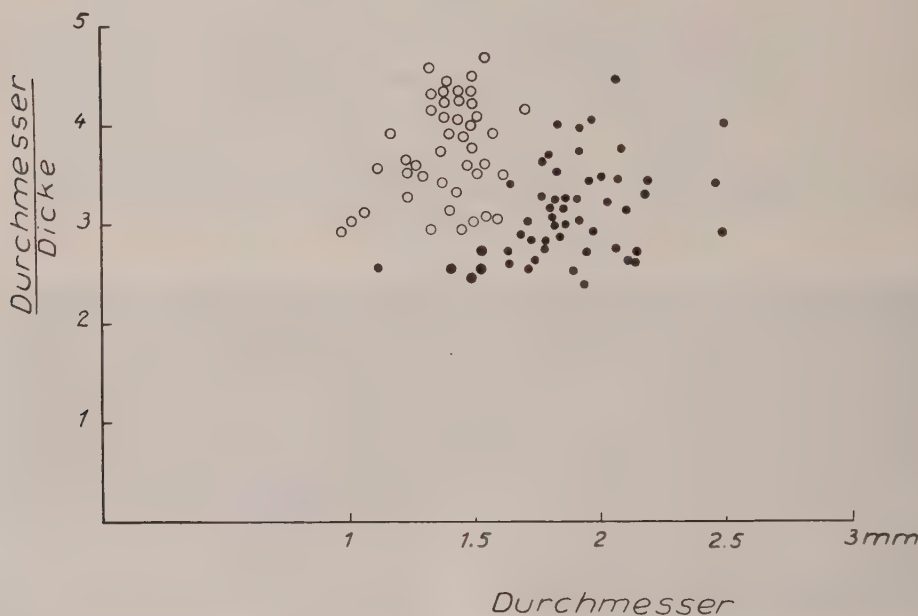


Fig. 9. Grössenverhältnisse von *Sp. ticinensis* n. sp. (Kreise) und *Sp. liassica* (JONES) (schwarze Punkte).

Die Durchmesser liegen zwischen 1,0 und 1,6 mm. Die Dicke variiert zwischen 0,3 und 0,5 mm. Das Proloculum ist sehr klein mit einem Durchmesser zwischen 0,014 und 0,022 mm. Die Zahl der Windungen beträgt 7–8, wobei die inneren sehr eng aufgewunden sind und die äusseren an Höhe und Breite sehr rasch zunehmen. Die Querschnitte der äusseren Windungen sind schmal und hoch. (Quotient aus Breite und Höhe = 1,7). Die letzten Umgänge sind meist schwach involut.

Holotyp: Nr. A 15, Naturhistorisches Museum Basel. Fig. 8. Typlokalität und bisher einziger Fundort: Unterer Lias östlich Arzo, P. 511.

Bemerkungen:

Die aufgezählten Unterschiede schienen unsere Ansicht zu bestätigen, dass man unsere beiden Formengruppen als getrennte Arten betrachten kann. Man könnte nun aber einwenden, dass unsere beiden Arten nur als A- und B-Formen einer und derselben Art zu deuten sind. *Sp. liassica* würde nach den üblichen Anschauungen der A-Form, *Sp. ticinensis* der B-Form entsprechen. Diese Frage bedarf einer näheren Prüfung. Wir stützen uns dabei besonders auf die Arbeit von MYERS (1936), der

den Generationswechsel bei *Spirillina vivipara* EHRENBURG untersuchte. Dabei kam er zu folgenden interessanten Ergebnissen: Die B-Formen (Agamonten) weisen eine etwas grössere Embryonalkammer auf als die A-Formen (Gamonten). Die Gesamtdurchmesser der ausgewachsenen Exemplare sind verschieden, ebenfalls zeigen sich Unterschiede in der Zahl der Windungen.

	Proloculum	Dm ausgew. Form	Zahl der Umg.
<i>Sp. vivipara</i> (A-Form)	14–22 μ	60–78 μ	1–1 $\frac{1}{2}$
<i>Sp. vivipara</i> (B-Form)	20–27 μ	125–152 μ	2–2 $\frac{3}{4}$
<i>Sp. ticinensis</i> n. sp.	ca. 0,017 mm	1,0–1,6 mm	7–9
<i>Sp. liassica</i> (JONES)	ca. 0,3 mm	1,5–2,2 mm	3–4

Das interessanteste Ergebnis der Untersuchungen ist wohl der Nachweis, dass bei *Sp. vivipara* der Agamont (B-Form) ein grösseres Proloculum besitzt als der Gamont. Würde man *Sp. liassica* als eine B-Form betrachten, so müssten die Durchmesser der ausgewachsenen Formen sowie die Zahl der Umgänge grösser sein als bei *Sp. ticinensis*. Der erste Punkt trifft zu. Die Zahl der Umgänge hingegen ist bei *Sp. liassica* immer geringer. Was nun die Form der Kammerquerschnitte anbelangt, so haben wir schon festgestellt, dass sie in den äusseren Windungen für beide Formengruppen deutlich verschieden sind. Bei *Sp. ticinensis* sind sie hoch und schmal, bei *Sp. liassica* breit und niedrig. Diese Gründe sprechen unseres Erachtens dafür, dass man berechtigt ist, die beiden Formen als getrennte Arten zu betrachten.

Nomenklatur:

Es ist zum Schlusse notwendig, auf einige ältere Arbeiten einzutreten, in denen Spirillinen und ähnliche Foraminiferen behandelt werden.

BRODIE beschrieb 1853 in einem kurzen Referat in den „Annals and Magazine of Natural History“ einige Besonderheiten des Lias von Fretherne. Dabei erwähnt er einen Nummuliten, der von T. R. JONES bestimmt und beschrieben wurde. Die Ansicht von JONES wurde im gleichen Artikel in Briefform veröffentlicht. Diese Foraminiferen weisen die gleichen Merkmale auf wie unsere Spirillinen, nur sollen sie noch kurze, gerade Quersepten besitzen (short straight cross septa). Die Septen und Pfeiler veranlassten JONES, diese Foraminiferen im Genus *Nummulites* unterzubringen. (Eigenartig ist folgender Umstand: JONES beschreibt die gleichen Foraminiferen in einem Bericht an die „Proceedings of the Cotteswolds Naturalists“. In diesem Brief stellt er ausdrücklich das Fehlen der Quersepten fest. Leider war mir diese Zeitschrift nicht zugänglich. Die wesentlichen Stellen dieses Briefes sind aber in einer Publikation TERQUEMS wiedergegeben.)

TERQUEM (1857–66) beschreibt in seinen „Mémoires sur les Foraminifères du Lias“ eine grosse Zahl neuer Arten und Genera. Im „Second Mémoire“ beschreibt er das Genus *Involutina*. In seinen folgenden Publikationen findet man verschiedene zu diesem Genus gehörende Arten.

Involutina wird wie folgt definiert:

«Coquille calcaire ou siliceuse, équilatérale ou subéquilatérale, pleine ou perforée, spire enroulée sur le même plan, à tours multiples, contigus, non embrassants, visibles sur les deux faces ou plus ou moins couverts de granulations, munis de loges nombreuses, séparées à l'intérieur par de demi-cloisons, attachées à la paroi externe des tours. Ouverture ronde, placée sur le retour de la spire.»

TERQUEM wies im „Second Mémoire“ die Unhaltbarkeit der Ansicht von JONES über die Nummulitennatur dieser Foraminiferen nach. Obwohl sich die beiden zitierten Beschreibungen, die JONES gegeben hat, widersprechen, betrachtet TERQUEM diese Formen dennoch ohne weiteres als zu *Involutina* gehörend. Er nennt sie *Involutina Jonesi*. Anderen Arten (*I. Delongchampsii*, *I. nodosa* und *I. petraea*) spricht er ganze Septen zu (obwohl die Gendefinition halbe Querwände verlangt). Es bestehen noch manche Unklarheiten in diesen Arbeiten, auf die aber hier nicht näher eingegangen werden kann. Wir halten nur fest, dass nicht alle *Involutina*-Arten TERQUEMS genügend charakterisiert sind.

BRADY (1864) veröffentlichte ein Jahr später im „Geological Magazine“ eine kurze Arbeit über *Involutina liassica*. Er hatte die Gelegenheit, dasselbe Material wie JONES zu bearbeiten. Besondere Aufmerksamkeit widmet er den Septen.

Er schreibt:

“A glance at the same section also shows the very partial and irregular development of the septa, indeed many specimens appear to be almost devoid of any division into chambers. Some horizontal sections seem to indicate that the septa, or imperfect partitions, are not formed on the same plan that prevails in the higher forms of the Foraminifera, but that they are essentially plaits or infoldings of the outer shell.”

Er kommt wie TERQUEM zur Auffassung, dass die Ansicht über die Nummulitennatur dieser Foraminiferen nicht aufrechterhalten werden kann. Es handelt sich um eine *Involutina*, allerdings muss sie aus Prioritätsgründen den Namen *I. liassica* erhalten³⁾.

Als letzter beschäftigt sich BORNEMANN (1874) ausführlich mit dem Genus *Involutina*. Er weist sehr eindringlich auf die inneren Widersprüche in den Arbeiten TERQUEMS hin, und er kommt zum Schluss, dass das Genus *Involutina* in dieser Form nicht aufrechterhalten werden kann. Er schlägt eine Aufteilung in drei Genera vor, nämlich in *Involutina*, *Silicina* und *Problematica*. *Involutina* besitzt nach seiner Definition ein kalkiges Gehäuse, einfache ungekammerte Windungen, von denen nur der letzte Umgang sichtbar ist. Die inneren sind von sekundärem Schalenmaterial bedeckt. Als einzige Art stellt er *Involutina liassica* JONES in dieses Genus. (Aus Versehen verwendet BORNEMANN den Namen *Involutina liassina*, obwohl er *I. liassica* lauten müsste.) Die Beschreibung sowie die Figuren stimmen vollkommen mit einer unserer Arten überein (*Sp. liassica*). Wir halten aber nicht dafür, dass man für diese Art den Gendamen *Involutina* beibehält. Sie weist genau die Merkmale auf, wie sie für das Genus *Spirillina* EHRENBURG verlangt werden. Die Diagnose von GLAESSNER (Principles of Micropaleontology, 1945) trifft für unsere Formen in allen Punkten zu. Wir sehen deshalb keinen Grund ein, sie in ein anderes Genus zu verweisen. Allerdings soll damit über ihre genaue systematische Stellung das letzte Wort noch nicht gesprochen sein. Eine kritische Untersuchung

³⁾ Erst während der Drucklegung kam mir eine Arbeit von MACFAYDEN zu: *On Dorset Lias Foraminifera*, Trans. Royal Soc. London, [B] 231, 1946. Dieser Autor gibt eine Neubeschreibung von *I. liassica* (JONES), er stellt diese Art aber in das Genus *Problematica* (Familie Ophthalmididae). Unsere nicht zu stark rekristallisierten Exemplare sind aber so deutlich perforiert, dass wir glauben, an ihrer Rotalidennatur festhalten zu dürfen. Inwieweit unsere Formen nun aber mit jenen von BRADY übereinstimmen, wird erst ein genauer Vergleich des Typmaterials der früheren Autoren zeigen. BRADY 1863 spricht jedenfalls von Perforationen (distinct perforations), worauf wir an der Synonymie mit unseren Formen nicht mehr zweifelten.

der Spirillinen und der verwandten Formen wird vielleicht zu anderen Ergebnissen führen. Besonders genau wird man den Zusammenhang unserer Spirillinen mit den Trocholineen studieren müssen. Die beiden Genera könnten nach Prof. REICHEL (mündliche Mitteilung) in einem ähnlichen Verhältnis zueinander stehen wie *Lasiodiscus* und *Lasiotrochus* (REICHEL, 1945).

Weitere Vorkommen:

Im Zusammenhang mit dieser Arbeit wurden alle Liasschliffe des Geol.-Pal. Institutes der Universität Basel auf Spirillinen durchgesehen. Aus dem Gryphitenkalk (unterster Lias) der Mt. Terri-Kette südlich Cornol (Berner Jura) konnte ich zahlreiche Exemplare von *Spirillina liassica* nachweisen. Die Handstücke stammen aus der Sammlung RALPH TSCHOPP.

Ferner fanden sich in der Schalenfüllung einer *Gryphaea arcuata* aus dem Gryphitenkalk vom Wartenberg bei Basel einige gut erhaltene Exemplare von *Sp. liassica*.

Literaturverzeichnis

- BARTENSTEIN, H. & BRAND, E. (1937): *Mikropaläontologische Untersuchungen zur Stratigraphie des nordwest-deutschen Lias und Doggers*. Abh. Senckenb. naturf. Ges., Abh. 439.
- BORNEMANN, L. G. (1874): *Über die Foraminiferengattung Involutina*. Z. deutschen geol. Ges. 26.
- BRADY, H. B. (1864): *On Involutina liassica (Nummulites liassicus Rupert Jones)*. Geol. Mag. 1, Nr. 5, London.
- *— (1879): *Notes on some of the reticularian Rhizopoda of the Challenger Expedition*. Quart. J. Micr. Soc., n. s. 19, London.
- (1884): *Report on the Foraminifera collected by H.M.S. Challenger*. London.
- BRODIE, P. B. (1853): *Remarks on the Lias at Fretherne near Newnham, and Purton near Sharpeness, with an account of some new Foraminifera*. Ann. & Mag. Nat. Hist., XII, sec. ser., London.
- CHAPMAN, F. (1902): *The Foraminifera. An Introduction to the Study of Foraminifera*. London.
- *CHAPMAN, F. (1909): *Report on the Foraminifera from the sub-antarctic Islands of New Zealand*. In: *The sub-antarctic Islands of New Zealand*. Ed. by C. CHILTON. Wellington.
- CUSHMAN, J. A. (1950): *Foraminifera, their Classification and Economic Use*. Cambridge (Mass.).
- FAHRION, H. (1935): *Die Mikrofauna des Unteren Doggers in Schwaben*. Dissertation. Tübingen.
- FRANKE, A. (1930): *Die Foraminiferen des deutschen Lias*. Abh. preuss. geol. Landesanst. [N.F.], Heft 169, Berlin.
- GALLOWAY, J. J. (1933): *A Manual of Foraminifera* (Bloomington, Ind.).
- GLAESSNER, M. F. (1945): *Principles of Micropaleontology*. (Melbourne Univ. Press., Melbourne and London).
- HAEUSLER, R. (1890): *Monographie der Foraminiferen der Schweizerischen Transversariuszone*. (Zürich.)
- HERON-ALLEN, E. & EARLAND, A. (1930): *The Foraminifera of the Plymouth District*, Part II. J. Roy. Micr. Soc. [3] 50, London.
- KÜBLER, J. & ZWINGLI, H. (1866): *Mikroskopische Bilder aus der Urwelt der Schweiz*.
- (1870): *Die Foraminiferen des schweizerischen Jura*. (Winterthur.)
- MYERS, EARL, H. (1936): *The Life-Cycle of Spirillina vivipara Ehrenberg with Notes on Morphogenesis, Systematics and Distribution of the Foraminifera*. J. Roy. Micr. Soc. 56, London.
- PLUMMER, H. J. (1930): *Calcareous Foraminifera in the Brownwood Shale near Bridgeport, Texas*. Univ. of Texas Bull. 3019.
- REICHEL, M. (1945): *Sur quelques Foraminifères nouveaux du Permien méditerranéen*. Ecl. geol. Helv. 38, Nr. 2.
- SCHICK, TH. (1903): *Beiträge zur Kenntnis der Mikrofauna des schwäbischen Lias*. Dissertation (Stuttgart).

*) Diese Arbeiten waren uns nicht zugänglich. Die Originalbeschreibungen der zitierten Spirillinen konnten wir aber aus dem Catalogue of Foraminifera von ELLIS & MESSINA (1940 etc.) ersehen.

- SENN, A. (1924): *Beiträge zur Geologie des Alpensüdrandes zwischen Mendrisio und Varese*. Ecl. geol. Helv. 18, Nr. 4.
- SOLLAS, W. J. (1921): *On Saccamina Carteri Brady, and the Minute Structure of the Foraminifera Shell*. Quart. J. geol. Soc. 77, part I (London).
- TERQUEM, O. (1857–1866): *Mémoires sur les Foraminifères du Lias*. Mém. Acad. imp. Metz.
- WICHER, C. A. (1938): *Mikrofaunen aus Jura und Kreide, insbesondere Nordwestdeutschlands*. I. Teil: *Lias α - ϵ* , Abh. preuss. geol. Landesanst. [N.F.], Heft 193, Berlin.
- WOODS, A. (1948): *The Structure of the Wall of the Test in the Foraminifera: its Value in Classification*. Quart. J. geol. Soc. London, 104.

6. — HANS SCHAUB (Basel) und JAKOB SCHWEIGHAUSER (Basel): **Nummuliten und Discocyclinen aus dem tiefsten Untereocaen von Gan**. Mit 7 Textfiguren.

Schon seit vielen Jahrzehnten spielen im europäischen Alttertiär die Nummuliten eine ähnliche Rolle als Leitfossilien wie die Ammoniten im Mesozoikum, so sehr, dass bekanntlich HAUG für die untere Hälfte des Tertiärs die Bezeichnung „Nummulitique“ vorgeschlagen hat. Die Frage, wie weit auch die Discocyclinen als Leitfossilien verwendbar sind, wird gegenwärtig durch einen von uns geprüft.

Unter den Nummuliten sind vor allem die mittel- und obereocaenen Formen seit längerer Zeit gut bekannt. Hingegen steckte die Erforschung der Nummuliten des Paleocaens und des Untereocaens bis vor relativ kurzer Zeit noch in den Anfängen. Das geht z. B. aus dem prächtigen und im Hinblick auf die Nummuliten seinerzeit massgebenden Werk von J. BOUSSAC (1911) über die Paläontologie des alpinen Nummulitikums hervor. Dort werden nur *N. planulatus* aus dem Pariserbecken und *N. bolcensis* aus dem Spilecciano als untereocaene Formen anerkannt. Erst das Werk von DOUVILLÉ (1919) zeigte, dass sich in Südfrankreich typisches marines Untereocaen mit arten- und individuenreichen Grossforaminiferenfaunen findet, und dass die nordfranzösischen Vorkommen mit ihrer sehr individuenreichen, aber artenarmen Grossforaminiferenfauna als Kolonie der vollständigeren südfranzösischen Fauna zu betrachten sind.

DOUVILLÉ stützte seine Ansichten hauptsächlich auf die Profile von Brunnenbohrungen in der Aquitaine aus der 2. Hälfte des 19. Jahrhunderts und auf die Profile, die anlässlich des Baues der Bahn von Pau nach Oloron am Nordrand der Pyrenäen aufgenommen worden waren. Diese Profile, die er nicht selber aufgenommen hatte, ergänzte er durch eigene Aufsammlungen vor allem in der Gegend von Gan, das an der genannten Bahnlinie liegt. Vor DOUVILLÉ hatte sich schon SEUNES mit der Stratigraphie des Untereocaens dieser Gegend befasst. Auch DE LA HARPE hatte von Gan, von der Lokalität Bos d'Arros, Material untersucht. Neben den reichen Foraminiferenfaunen finden sich dort auch Makrofossilien (Mollusken, Echinodermen usw.), die ebenfalls durch verschiedene Forscher bearbeitet worden sind. Die Region von Gan kann daher als klassisch für bestimmte Horizonte des Untereocaens und des Paleocaens gelten. Allerdings kann heute die Altersdatierung DOUVILLÉS nicht mehr als massgebend gelten, wie neuere Untersuchungen gezeigt haben (ARNI 1938, Y. GUBLER & R. POMEYROL 1946). DOUVILLÉ glaubte in den nummulitenreichen Schichten über dem „Danien“ (mit *D. seunesi*) Thanétien, Sparnacien und Yprésien zu erkennen. In Wirklichkeit gehören die Schichten mit *D. seunesi* dem Paleocaen an, während alle von DOUVILLÉ aus der Gegend von Gan erwähnten Nummulitenvorkommen dem Yprésien angehören. Neben der Darstellung dieser

Erkenntnisse, die sich übrigens durch die Untersuchungen im Schlierenflysch bestätigt haben, enthält die Arbeit von GUBLER & POMEYROL auch die Beschreibung eines bisher nicht bekannten Aufschlusses in der propriété Encot in Gan, welcher die Transgression des oben genannten Yprésien über die grauen Mergel des Paleocaens zeigen soll.

Der eine von uns hatte im vergangenen Frühling Gelegenheit, diesen Aufschluss zu besichtigen. Sowohl die in der propriété Encot bei Gan gemachten Beobachtungen wie auch die Laboratoriumsuntersuchungen führen uns zu einer anderen Deutung der stratigraphischen Verhältnisse, als sie von GUBLER & POMEYROL gegeben wird.

Nach der Beschreibung erwarteten wir ein Transgressionskonglomerat. In dem Bächlein, das die propriété Encot durchquert, konnte folgendes festgestellt werden: Das Bächlein hat auf einer längeren Strecke die „Marnes grises à Globigérines“ angeschnitten, die schon DOUVILLÉ als Basis des Eocaens (s. l., inkl. Paleocaen) betrachtet hatte. In diese grauen, siltigen, weichen Mergel ist an einer Stelle eine Lage von glimmer- und kohlenhaltigem Sand eingeschaltet. Darüber folgen wieder einige Zentimeter Mergel, die nach oben von einem kalkigen Sandstein abgeschlossen werden. Dieser Sandstein ist so sehr mit Schalen von Schnecken, Muscheln und Grossforaminiferen gespickt, dass man ihn beinahe als Lumachelle bezeichnen könnte. Leider ist die Fortsetzung nach oben durch etwas überhängende Humusschichten und Vegetation verdeckt. Die Grossforaminiferen – es handelt sich um kleine Nummuliten und Discocyclinen – finden sich aber nicht nur in diesem Schalenagglomerat, sondern bei näherer Untersuchung entdeckt man, dass auch einige Zentimeter der darunter liegenden grauen Mergel und des glimmerreichen Sandes mehr oder weniger stark mit solchen Nummuliten gespickt sind. Bei der Betrachtung des Aufschlusses erhält man den Eindruck, dass die sandigen fossilreichen Schichten nicht unbedingt als Transgressionssediment gedeutet werden müssen. Es könnte sich einfach um eine sandige Einlagerung in den grauen Mergeln handeln. Es schien daher besonders interessant, die darin enthaltenen Nummuliten und Discocyclinen zu untersuchen. GUBLER & POMEYROL beschreiben den Fossilinhalt folgendermassen:

«... et nous avons eu la chance de découvrir, au toit des marnes grises à Globigérines dans la propriété Encot, un gravier grossier à peine cimenté à galets de 2 à 3 cm de diamètre, véritable cimetière de débris coquilliers: Cérithes, Mollusques, Huitres, et renfermant aussi d'abondants Foraminifères parmi lesquels *Alveolina oblonga*, *Nummulites lucasi*, *Assilina Leymeriei*, et des fragments de Discocyclines.»

Unsere Untersuchungen der Nummuliten, Assilinen und Discocyclinen haben folgendes ergeben:

1. Nummuliten

a) *Nummulites planulatus bearnensis* n. ssp.

Weitaus der grösste Teil der Nummuliten, schätzungsweise 90%, gehört einer kleinen, flachen Art an, deren B-Formen Durchmesser bis zu 6 mm, deren A-Formen Durchmesser von 2,0–3,5 mm aufweisen. Die zittrig verlaufenden Septalstreifen tragen deutliche „trabécules transverses“, wie sie für *N. planulatus* LAMARCK charakteristisch sind. Ausser durch die kleinen Dimensionen unterscheiden sich unsere Exemplare in folgenden Merkmalen vom typischen *N. planulatus* (vgl. Fig. 5a–b, 6, 7):

a) Die Septalstreifen sind gegen das Zentrum der Schale in sehr kleine Granulationen aufgelöst. (Dieses Merkmal kommt nur auf Fig. 2 teilweise zum Ausdruck.)

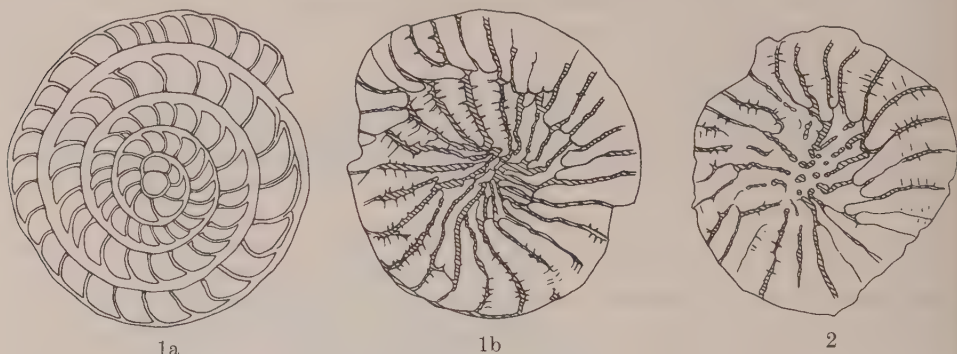


Fig. 1 und 2. *Nummulites planulatus bearnensis* nov. ssp., A-Formen. Yprésien. Gan (Basses Pyrénées), Propriété Encot. Alle $12\frac{1}{2}\times$.

Fig. 1a. Nr. GE2/6b. Holotyp. Äquatorialschnitt.

Fig. 1b. Dasselbe Exemplar, Oberfläche.

Fig. 2. Nr. GE2/9c. Oberfläche.

Sammlung H. SCHAUB, Naturhistorisches Museum Basel.

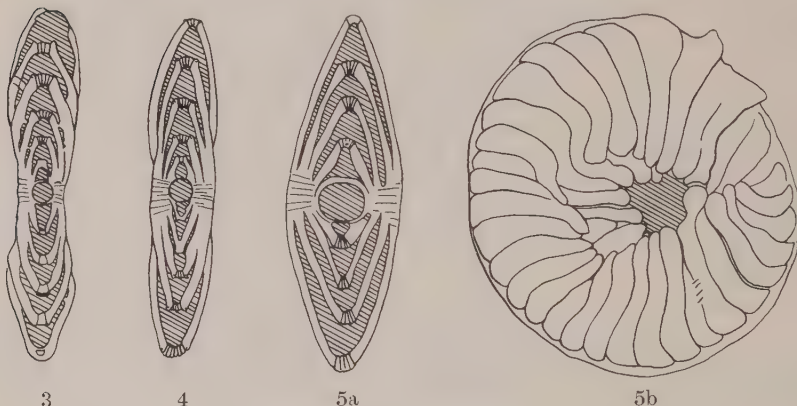


Fig. 3 und 4. *Nummulites planulatus bearnensis* nov. ssp., A-Formen.

Yprésien. Gan, Propriété Encot. $12\frac{1}{2}\times$.

Fig. 3. Nr. GE2/21. Axialschnitt einer Form mit eingesenktem Zentrum, zeigt die assilinoid verkürzten seitlichen Kammerflügel besonders deutlich.

Fig. 4. Nr. GE2/22. Axialschnitt einer flachen Form.

Fig. 5a und b. *Nummulites planulatus* LMK. Typus, A-Form. Yprésien, Cuise. $12\frac{1}{2}\times$.

a) Axialschnitt mit relativ grosser Megalosphäre, bis zum Zentralfleiser reichende Kammerflügel.

b) Oberfläche desselben Exemplars Nr. Cy/2, etwas schematisiert („trabécules transverses“ nicht gezeichnet).

Sammlung H. SCHAUB, Naturhistorisches Museum Basel.

b) Die ausgewachsenen A- und B-Formen besitzen in den äussersten Umgängen Kammerflügel, welche das Zentrum bei weitem nicht erreichen (Fig. 1b, 2, 7). Sie zeigen also die Tendenz, von der involuten zur evoluten Einrollung überzugehen, und besitzen infolgedessen auch eine gewisse Ähnlichkeit mit *N. exilis* DOUVILLÉ.

Diese Eigenschaft ist besonders deutlich bei Axialschnitten zu erkennen (Fig. 3 und 4), wodurch sich auch sehr deutlich der wichtigste Unterschied gegenüber dem Typus von *N. planulatus* (Fig. 5a) zeigt. Die teilweise assilinoide Aufrollung bedingt bei vielen Exemplaren sogar eine zentrale Vertiefung, wie wir sie bei vielen kleineren Assilinenformen finden. Auch die Formen ohne zentrale Vertiefung unterscheiden sich durch die extrem flache Form von *N. planulatus* Typus.

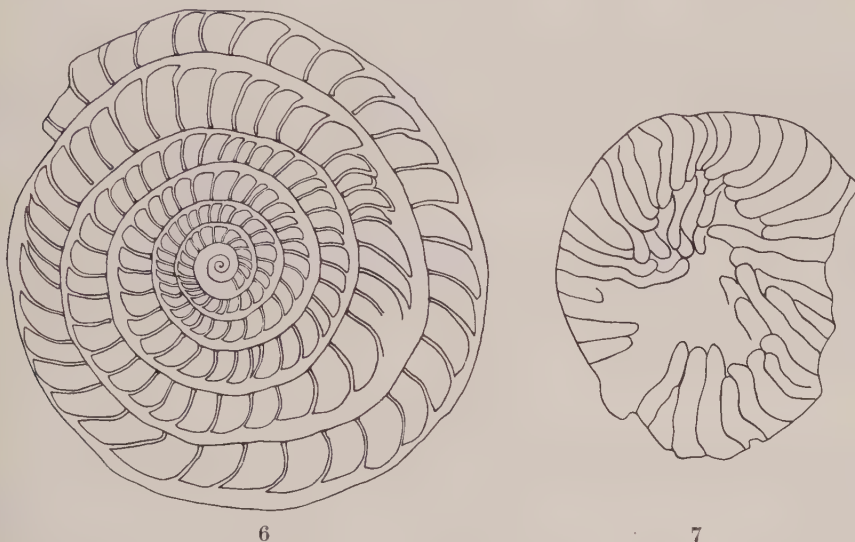


Fig. 6 und 7. *Nummulites planulatus bearnensis* nov. ssp., B-Formen. Yprésien.
Gan, Propriété Encot. $12\frac{1}{2}\times$.

Fig. 6. Nr. GE2/1a. Äquatorialschnitt.

Fig. 7. GE2/5c. Skizze der Oberfläche einer kleinen B-Form: Nur wenige Kammerflügel erreichen das Zentrum.

Sammlung H. SCHAUB, Naturhistorisches Museum Basel.

c) Im Äquatorialschnitt zeigt sowohl die A- als auch die B-Form eine *planulatus*-typische Spirale (Fig. 1a, 6). Doch ist gewöhnlich der letzte Umgang bedeutend niedriger als die vorhergehenden Umgänge. Entsprechend den kleineren Dimensionen ist auch die Zahl der Umgänge geringer als beim typischen *N. planulatus*. Die Anfangskammer der A-Form ist ebenfalls etwas kleiner als beim Typus.

Wir bezeichnen die neue Form einstweilen als Subspecies des *N. planulatus*. Vielleicht werden weitere Untersuchungen die Aufstellung einer neuen Art als richtig erweisen.

Holotyp: Nr. GE 2/6b. Sammlung H. SCHAUB. (vgl. Fig. 1a und b)¹⁾

Typlokalität: Bach in der „Propriété Encot“, Gan (Dép. Basses Pyrénées, France).
Typniveau: Unteres Yprésien.

b) *Nummulites* cf. *burdigalensis* var. *minor* DE LA HARPE

Die übrigen Nummuliten sind kleiner, aber dicker als die vorher beschriebenen. Die B- und kleineren A-Formen können nach der Oberflächenstruktur wie auch

¹⁾ Alle in dieser Arbeit beschriebenen Foraminiferen gehen in den Besitz des Naturhistorischen Museums Basel über.

nach dem Äquatorialschnitt mit *N. burdigalensis* var. *minor* DE LA HARPE verglichen werden (SCHAUB 1951). Sie sind bedeutend kleiner als der Typus des *N. burdigalensis* und zeigen infolgedessen auch eine gewisse Ähnlichkeit mit *N. wadii* DAVIES aus der Ranikot-Series (oberstes Paleocaen oder unterstes Yprésien) in Vorderindien.

2. Assilinen

Es sind im wesentlichen zwei Assilinenarten zu unterscheiden:

Die eine hat einen Durchmesser um 2,5 mm, eine stark und ziemlich regelmässig granulいた Oberfläche, welche derjenigen der *Ass. subspinoso* DAVIES aus Vorderindien gleicht. Die Spirale ist aber enger als bei allen bisher beschriebenen Assilinenarten. Eine sehr ähnliche Form hat der eine von uns im unteren Yprésien des Schlierenflysches gefunden (SCHAUB 1951, Fig. 309) und als *Assilina* cf. *nili* DE LA HARPE bezeichnet.

Die andere *Assilina* besitzt eine bedeutend weitere Spirale und ist nicht so stark granuliert. Sehr ähnliche Formen kennen wir ebenfalls aus dem unteren Yprésien des Schlierenflysches. Sie wurden (SCHAUB 1951, Fig. 312) als Übergangsform zwischen *Ass. pustulosa* DONCIEUX und *Ass. placentula* DESHAYES gedeutet. Es dürfte sich um eine neue Art handeln.

3. Discocyclinen

Aus dem vorhandenen Material wurden etwa 50 Exemplare ausgelesen und untersucht. Sie dürfen alle derselben Art angehören. Alle Exemplare sind sehr dünn. Die Durchmesser betragen 3–5 mm. Auf beiden Seiten ist ein deutlicher Umbo ausgebildet, der $\frac{1}{3}$ bis $\frac{1}{5}$ des Gesamtdurchmessers einnehmen kann. Die Oberfläche ist mit feinen Pfeilern verziert, die von 4–6 Lateralkammern umgeben sind.

Medianschnitt: Die Ebene des Embryonalapparates ist ein wenig gegen die Ebene der Mediankammern geneigt, weshalb im Medianschnitt nur entweder der Embryonalapparat oder die Äquatorialkammerchen wirklich median getroffen werden. Der Protoconch wird von einem viel grösseren Deuteroconch fast ganz umfasst. Der Embryonalapparat besitzt dicke Wände. Die Gestalt der Äquatorialkammerchen ist hexagonal. Die Kammerchen der inneren Ringe sind gleich hoch wie breit, in den äusseren Ringen werden sie annähernd doppelt so hoch wie breit. Alle diese Merkmale entsprechen den Beschreibungen, die DOUVILLÉ (1922), ARNI (1939), RENZ (1936) und BRÖNNIMANN (1945) von *D. seunesi* DOUV. gegeben haben²⁾.

Vergleichen wir diese Beobachtungen mit den Ansichten von GUBLER & POMEYROL! Sie schreiben über diese Fauna:

«Parmi les grands et les petits Foraminifères on assiste à l'arrivée en masse de formes cryptogènes dont les grandes formes avaient, pour certaines, été reconnues par H. DOUVILLÉ: *Assilina granulosa*, *A. Leymeriei*, *A. spira*, *Nummulites atacicus*, *N. globulus*, *N. granifer*, *N. Guettardi*, *N. Lucasi*, *N. planulatus*, *Operculina granulosa*, *Alveolina oblonga*, *Discocyclina Archiaci*, *D. Bartholomei*, *D. Douvillei*, *D. sella*, *D. scalaris* font leur apparition dès alors ...».

Die hier von GUBLER & POMEYROL aufgezählte Nummuliten- und Discocyclinen-Fauna stimmt nicht mit unseren Beobachtungen bei Encot überein, entspricht hingegen ungefähr der Fauna, die wir in den Schichten von Berdoulou (einem Hügel am Dorfrande von Gan) finden, in den Schichten, die DOUVILLÉ als die tief-

²⁾ Eine genaue Beschreibung dieser Formen wird im Rahmen einer Arbeit über coccaenae Grossforaminiferen des Vicentin erscheinen.

sten Nummulitenschichten des Profils von Gan bezeichnet und ins obere Paleocaen gestellt hat. An der Liste der Fauna von Berdoulou, die DOUVILLÉ (1919) gibt, sind folgende Änderungen anzubringen: Die *Assilina spira* genannte Form ist zu revidieren. An Nummuliten sind beizufügen *N. subdistans*, *N. praelucasi* und *N. leupoldi*. Die Bezeichnungen *N. granifer* und *N. lucasi* sind durch *N. partschi* DE LA HARPE, A- und B-Formen zu ersetzen. Der Aufzählung der Discocyclinen wäre eine Form beizufügen, die der *D. ranikotensis* DAVIES nahesteht. Diese Fauna von Berdoulou gehört dem oberen Yprésien an.

Vergleichsweise sei hier auch noch auf die prachtvoll erhaltene, aber verhältnismässig artenarme Nummulitenfauna der marnes de la tuilerie de Gan hingewiesen, die ebenfalls dem oberen Yprésien angehört. Sie besteht grösstenteils aus *N. burdigalensis*, *praelucasi* und *Assilina placentula*, während die in den Mergeln von Berdoulou auffälligste und wohl auch häufigste Form *N. partschi* fehlt. Dieses Fehlen ist offenbar faciesbedingt.

Wir halten noch einmal fest: Die Nummuliten und Discocyclinen der Lokaltäten Encot einerseits und Berdoulou sowie Tuilerie andererseits sind verschieden. Und zwar dürfen wir aus folgenden Gründen nicht annehmen, dass die Fauna von Encot mit den übrigen Faunen gleichaltrig sei:

1. Die Faunen von Berdoulou und Tuilerie, übrigens auch von Gare de Gan, gehören dem oberen Yprésien an.
2. Die Assilinen von Encot deuten auf unteres Yprésien.
3. Die Nummuliten von Encot können zwar nicht als Beweis für unteres Yprésien herangezogen werden, da es sich um bisher kaum bekannte Formen handelt, doch sprechen die primitiven Merkmale des *N. planulatus bearnensis* nov. ssp. für unterstes Yprésien.
4. Besonders wichtig für die Altersbestimmung ist zweifellos *D. cf. seunesi*. Die eigentliche *D. seunesi* ist bisher nur aus paleocaenen Schichten beschrieben worden. Die hier beschriebene Form kommt möglicherweise auch noch im untersten Yprésien vor.
5. Aufarbeitung erscheint in Anbetracht des gleichmässigen, ausgezeichneten Erhaltungszustandes der sehr dünnen Schalen ausgeschlossen.

Wir sehen also, dass der nummulitenführende Aufschluss von Encot altersmässig zwischen den sicher paleocaenen Schichten von Pont Labau und den sicher dem oberen Yprésien angehörenden Schichten von Berdoulou, Tuilerie und Gare de Gan liegt. Durch unsere Beobachtung ist natürlich die Annahme, zwischen Paleocaen und oberem Yprésien sei in der Gegend von Gan eine Transgression festzustellen, nicht widerlegt, doch kann der geschilderte Aufschluss von Encot wohl kaum mehr als Beweis dafür gelten.

Literaturverzeichnis

- ARNI, P. (1939): *Über die Nummuliten und die Gliederung des Untereocaens*. Ecl. géol. Helv. 32.
 BOUSSAC, J. (1911): *Etudes paléontologiques sur le Nummulitique alpin*. Mém. Carte géol. France. Paris.
 BRÖNNIMANN, P. (1945): *Zur Frage der verwandtschaftlichen Beziehungen zwischen Discocyclina s. str. und Asterocyclina*. Ecl. géol. Helv. 38, Nr. 2.
 DOUVILLÉ, H. (1919): *L'Eocène inférieur en Aquitaine et dans les Pyrénées*. Mém. Carte géol. France. Paris.
 — (1922): *Révision des Orbitoides. Deuxième partie: Orbitoides du Danien et de l'Eocène*. B. S. G. F. 4^e sér., t. 22.

- GUBLER, Y. & POMEYROL, R. (1946): *Nouvelles observations stratigraphiques dans l'Eocène au sud de Pau*. B. S. G. F., 5^e sér., t. XVI.
- RENZ, O. (1936): *Stratigraphische und mikropaläontologische Untersuchung der Scaglia (Obere Kreide-Tertiär) im zentralen Apennin*. Ecl. geol. Helv. 29, Nr. 1.
- SCHAUB, H. (1951): *Stratigraphie und Paläontologie des Schlierenflysches*. Schweiz. Paläont. Abh. 68 (im Druck).

7. — HANS SCHAUB (Basel): **Über die Zugehörigkeit der paleocaenen und untereocaenen Nummuliten zu Entwicklungsreihen.** Mit 1 Tafel (XII).

Wohl alle Nummulitenforscher der jüngeren Zeit haben sich die Frage nach dem phylogenetischen Zusammenhang der Nummuliten- und Assilinenarten gestellt. Diese Frage konnte solange nur hypothetisch beantwortet werden, als fast nur die Formen der Nummulitenhochblüte, des Mitteleocaens, in Betracht gezogen wurden. Die Lösung liegt jedoch bei den älteren, paleocaenen und untereocaenen Formen, welche die Entwicklungsprinzipien und damit die Entwicklungsreihen erkennen lassen. Das Paleocaen und das Untereocaen waren aber bis vor kurzem nicht aus zusammenhängenden, durchgehend nummulitenführenden Profilen bekannt, weisen doch, wie im vorhergehenden Referat gezeigt wurde, gerade die Profile mit den schönsten und am besten untersuchten Faunen Sedimentationslücken und faciesbedingte Veränderungen in der Zusammensetzung auf, die oft zu falschen Deutungen führten. Es sei hier nur an H. DOUVILLÉ (1919) erinnert, der, ausgehend von vermeintlich paleocaenen Faunen, glaubte, die granulierten Nummuliten als primitive Ausgangsformen betrachten und die ungranulierten von ihnen ableiten zu müssen. Für die vorderindischen Nummuliten hat L. M. DAVIES (1927) ähnliche Ansichten vertreten.

Erst die Untersuchung eines zusammenhängenden ungestörten Profils in durchgehend gleicher, nummulitenführender Facies mit isolierbaren Nummuliten liefert die sichere Grundlage zur Erkennung von Entwicklungsreihen. Als solche Schichtserie hat sich der Schlierenflysch erwiesen, dessen Stratigraphie und Mikropaläontologie, vor allem im Hinblick auf die Nummuliten und Assilinen, in Band 68 der Schweizerischen Paläontologischen Abhandlungen dargestellt werden (H. SCHAUB 1951). Dort sind auch alle im folgenden genannten Nummuliten und Assilinen beschrieben und abgebildet. Bekanntlich besteht der Schlierenflysch aus einer an mehreren Orten gut aufgeschlossenen Gesteinsserie, die in einheitlicher Facies lückenlos von der obersten Kreide bis in das oberste Yprésien überleitet. In dieser Serie kann sowohl das Auftreten der ersten, primitiven Nummuliten im Paleocaen als auch ihre Entfaltung im Yprésien verfolgt werden. Das untersuchte Material ist, obwohl mehrere Tausend Exemplare präpariert und untersucht wurden, in Anbetracht des Reichtums an Arten und Unterarten wohl nicht so zahlreich, wie es wünschbar wäre, doch ist die stratigraphische Anordnung eindeutig gegeben, so dass die Aufeinanderfolge der Formen als gesichert angesehen werden kann.

Bei der Verarbeitung des Materials zeigte sich, dass vor der eigentlichen Bestimmung und Beschreibung der Formen ein ganzes Dickicht von ungelösten Synonymiefragen zu beseitigen war. Für die Vergleiche wurde nach Möglichkeit nicht auf die Beschreibungen in der Literatur, sondern auf Topotyp-Material abgestellt, wie es in den Sammlungen von Basel, Lausanne und Zürich, ferner von eigenen Aufsammlungen aus der Schweiz, aus Südfrankreich und aus Norditalien zur Verfügung stand. Es war mit anderen Worten eine Arbeit weiterzuführen, die von DE

LA HARPE, BOUSSAC, DOUVILLÉ, ROZLOZNIK, BIEDA, ARNI und LEUPOLD¹⁾ begonnen worden war. Dabei stellte sich heraus, dass für eine saubere Trennung der tatsächlich unterscheidbaren und verschiedenen Niveaus angehörenden Formen mehrere ältere Artnamen, die als scheinbare Synonyma ausgeschaltet worden waren, wieder in Kraft gesetzt werden mussten (sensu stricto); in anderen Fällen mussten neue Species- und Subspeciesbezeichnungen geschaffen werden.

Die Zusammenstellung der Nummuliten des Schlierenflysches in stratigraphischer Reihenfolge (H. SCHAUB 1951: Tabelle I), in welcher die Nummulitenarten zu Gruppen zusammengefasst sind, lässt die Entwicklungsreihen schon im wesentlichen erkennen.

Bei dieser Gruppeneinteilung habe ich die Einteilung DE LA HARPE (1883) als Grundlage genommen, musste sie aber modifizieren. So wurden seine zwei Gruppen des *N. perforatus* und des *N. biarritzensis* nicht beibehalten, sondern durch drei neue Gruppen ersetzt, die den drei einfachen Möglichkeiten der Granulationsbildung entsprechen. Ausgehend von Nummuliten mit einfach radiaten bis leicht wirbeligen Septalstreifen kann man unterscheiden:

1. Bildung der Pfeiler an der Kreuzungsstelle der Septalstreifen aufeinanderfolgender Umgänge, bedingt Konzentration der grössten Pfeiler im Zentrum, charakterisiert die Gruppe des *N. burdigalensis*.
2. Bildung der Pfeiler an den Überkreuzungsstellen der Septalstreifen und des Dorsalstranges, bedingt spirale Anordnung der Granulationen, charakterisiert die Gruppe des *N. partschi*.
3. Bildung der Pfeiler durch Zerteilung des Zentralpfeilers: Gruppe des *N. pustulosus*.

Zu jeder Gruppe gehören auch diejenigen nichtgranulierten Formen, die in den übrigen Merkmalen mit den granulierten übereinstimmen (Spirale, Kammerform usw.).

Ordnet man die Nummuliten innerhalb jeder Gruppe nach ihrer zeitlichen Aufeinanderfolge, so zeigt sich in jeder Gruppe eine gleichartige Anordnung der Merkmale: Je jünger die Formen werden, um so grösser werden sie, um so grösser wird ihre Megalosphäre, um so gröber die Spirale. Meist werden auch die Septen und die Septalstreifen unregelmässiger, die Kammern im Äquatorialschnitt länger und ebenfalls unregelmässiger in der Form. Diese Tatsachen sprechen dafür, dass diese Nummuliten tatsächlich Glieder von Entwicklungsreihen sind, die im folgenden kurz skizziert seien (vgl. Tafel XII).

Die Gruppe des *N. burdigalensis* besteht aus mindestens zwei Entwicklungsreihen, die vielleicht ganz unabhängig voneinander sind. Beide beginnen mit kleinen, einfach gebauten Nummuliten, die wir ausser aus dem Schlierenflysch auch aus dem ägyptischen Paleocaen kennen.

Die eine Reihe leitet vom *N. deserti* über die Übergangsformen *soerenbergensis* zum *N. subplanulatus* HANTKEN & M. (non DOUVILLÉ!) und zum *N. globulus* LEYMERIE (s. str.) des unteren Yprésien über. *N. globulus* setzt sich mit der ssp. *increscens* in das obere Yprésien fort.

Die andere Reihe beginnt mit dem paleocaenen *N. solitarius* DE LA HARPE. Darauf folgt im Untereocaen *N. pernotus* SCH., der im oberen Yprésien in die ssp. *paraburdigalensis* übergeht, die auch als nichtgranulierte Paralleform zum granulierten *N. burdigalensis* aufgefasst werden kann. *N. burdigalensis* D. L. H. ist eine der Leitformen des oberen Yprésien. Von ihm zweigen im obersten Yprésien zwei Reihen ab; die eine ist im Schlierenflysch durch die ssp. *a*, eine Übergangsform zu *N. inkermanensis*, die andere durch die ssp. *b*, eine Übergangsform zu *N. gallensis* HEIM, vertreten. An die ssp. *b* können wir im Lutétien die Reihe *N. gallensis* – *uroniensis* – *aturicus* anschliessen²⁾.

¹⁾ Für detaillierte Literaturangaben sei auf H. SCHAUB (1951) verwiesen.

²⁾ Die B-Form von *N. aturicus* zeigt in den inneren Windungen noch deutlich die gerade regelmässige Kammerform von *N. burdigalensis* und *N. gallensis*.

Die Gruppe des *N. pustulosus* beginnt mit *N. subramondi* D. L. H., der über die ssp. *maior* zum *N. pustulosus* des oberen Yprésien überleitet. Das Anfangsglied dieser Reihe, der zunächst noch kleine *N. subramondi* des Mittleren Schlierensandsteins, gleicht noch dem *N. pernotus* und ist vielleicht von ihm abzuleiten; aber die jüngeren Exemplare im Oberen Schlierensandstein sind deutlich von *N. pernotus* verschieden.

Der Gruppe des *N. partschi* galt mein besonderes Interesse. *N. partschi*³⁾ ist der häufigste und wegen seiner spiralig angeordneten Granulationen am leichtesten erkennbare Leitnummulit des Oberen Schlierensandsteins. Er ist durch Übergangsformen mit dem paleocaenen bis untereocaenen *N. praecursor* (D. L. H.) verbunden. Die Übergangsform, die ich *N. praecursor ornatus* nenne, tritt im Schlierenflysch gleichzeitig mit den ersten, noch seltenen *N. partschi* auf. Nahe verwandt mit *N. partschi* ist *N. bactchisaraiensis* ROZL. Aus dem *N. partschi* dürften nach den Angaben von ROZLOZNIK im Lutétien *N. boussaci*, *lorioli*, *millecaput* und *gizehensis* hervorgehen.

Es scheint, dass von *N. praecursor* noch andere Reihen abzweigen: Zunächst *N. atacicus* LEYMERIE (s. str.), den wir in typischer Ausbildung einstweilen nur aus dem Yprésien der Corbières und der Montagne Noire kennen.

Im Schlierenflysch ist ferner die ebenfalls von *N. praecursor* ableitbare Reihe *N. silvanus* (Paleocaen) – *N. praelucasi* (unteres bis oberes Yprésien) – *N. leupoldi* (oberes Yprésien) zu erkennen.

Von *N. praecursor* abzuleiten sind möglicherweise auch der jungpaleocaene *N. spileccensis*, *N. bolcensis* des oberen Paleocaens und des unteren Yprésien und *N. fischeuri* des unteren bis oberen Yprésien. Diese Arten können als Wurzeln der Gruppe des *N. distans* angesehen werden. Diese Gruppe enthält in den untersuchten Schichten mindestens zwei Entwicklungsreihen: 1. die Reihe *N. bolcensis* – *pratzi* – *distans* und 2. die Reihe *N. spileccensis* – *subdistans* – (? *murchisoni*), von denen die zweite im Yprésien wie die anderen Gruppen die Tendenz zur Granulatabildung zeigt.

Eine der schönsten Entwicklungsreihen ist in der Gruppe des *N. planulatus* zu erkennen. Es ist die Reihe, die mit dem wahrscheinlich ältesten sicheren Nummuliten, dem paleocaenen *N. fraasi* beginnt und über *N. nitidus*, *exilis*, *planulatus* zu den granulierten *N. aquitanicus* und *praelaevigatus* führt, an die sich im Lutétien *N. laevigatus* und *brongniartii* anschliessen. Diese Reihe zeigt die anfangs genannten Entwicklungsgesetzmässigkeiten besonders deutlich. Von dieser Reihe zweigen Seitenlinien ab. Besonders interessant ist die Linie *N. exilis* – *vonderschmitti*. Der granuliert *N. vonderschmitti* verhält sich zu *N. exilis* genau wie *N. aquitanicus* zu *N. planulatus*. Von den ersten *planulatus*-Formen zweigt im unteren Yprésien eine Reihe ab, die über die ssp. *cussacensis* zu den granulierten *N. jacquoli* und *N. buxtorfi* führt, deren mitteleocaene Fortsetzung vielleicht in Formen wie *N. scaber* und *N. molli* zu suchen ist.

Eine klare Entwicklungslinie weisen auch die untereocaenen Assilinen auf: Als älteste Assilinen kennen wir kleine Formen wie *Ass. nili* D. L. H. und *Ass. pustulosa* DONCIEUX. *Ass. pustulosa* ist durch Übergangsformen mit der typischen Yprésienform *Ass. placentula* DESHAYES⁴⁾ verbunden. Eine nur wenig jüngere, grössere Form ist *Ass. douvilléi* ABRARD & FABRE (Synonym *Ass. granulosa* var. *major*

³⁾ *N. partschi* B-Form ist synonym mit *N. granifer* DOUVILLÉ; *N. partschi* A-Form ist teilweise synonym mit *N. lucasi* in DOUVILLÉ.

⁴⁾ *Ass. placentula* DESH. ist ein Synonym zu *Ass. granulosa* in DONCIEUX und zu *Ass. granulosa* var. *minor* HEIM.

HEIM), die ihrerseits mit Übergangsformen zu *Ass. reicheli* des obersten Yprésien überleitet. *Ass. reicheli* dürfte mit noch näher zu untersuchenden Übergangsformen, die dem basalen Lutétien angehören, zu *Ass. spira* überleiten, während die andere grosse Lutétien-Assilina, *Ass. exponens*, direkt von *Ass. douvilléi* abgeleitet werden kann. Die beiden letzten Annahmen bedürfen aber noch der Überprüfung.

Abschliessend halten wir fest, dass sich in der lückenlosen Serie des Schlierensandsteins Reihen von zeitlich aufeinanderfolgenden Nummuliten und Assilinen feststellen lassen. Die aufeinanderfolgenden Arten zeigen Gesetzmässigkeiten in der Formveränderung, die uns veranlassen, sie als Glieder tatsächlicher Entwicklungsreihen⁵⁾ zu deuten. Diese Entwicklungsreihen erweisen sich als Wurzeln der wichtigsten Lutétien-Nummuliten.

Literaturverzeichnis

- DOUVILLÉ, H. (1919): *L'Eocène inférieur en Aquitaine et dans les Pyrénées*. Mém. carte géol. France.
 DE LA HARPE, PH. (1883): *Monographie der in Ägypten und der Libyschen Wüste vorkommenden Nummuliten*. Palaeontographica 30.
 SCHAUB, H. (1951): *Stratigraphie und Paläontologie des Schlierenflysches, mit besonderer Berücksichtigung der paleocaenen und untereocaenen Nummuliten und Assilinen*. Schweiz. Paläont. Abhandlungen 68.

⁵⁾ Bei der Betrachtung solcher Entwicklungsreihen stellt man sich die Frage nach den Vorgängen biologischer Art, die die Voraussetzung zur Entstehung neuer Formen bilden. Die an den Nummuliten des Schlierenflysches gemachten Beobachtungen deuten darauf hin, dass sich jeweils nicht alle Individuen einer Art – z. B. durch Mutationen im Chromosomenbestand – veränderten, sondern dass die ältere Art noch eine Zeitlang neben der neuen Art weiterbestand, wie das in Tafel XII dargestellt ist. Allerdings wissen wir nicht, wo die neuen Arten entstanden sind, und ob sie nicht, vielleicht zusammen mit den Übergangsformen, von aussen her in das hier in Betracht kommende Ablagerungsgebiet eingewandert sind.

8. — PAUL BRÖNNIMANN (Trinidad)¹⁾: Weitere Beobachtungen an Hantkeninen. Mit 3 Textfiguren.

The early ontogenetic stages of *Hantkenina* (*Hantkeninella*) *primitiva* CUSHMAN & JARVIS and of *Hantkenina* (*Hantkenina*) *liebusi* SHOKHINA from the Upper Eocene Mount Moriah formation of Trinidad, B. W. I., and of *Hantkenina* (*Hantkenina*) *alabamensis* CUSHMAN from the Upper Eocene Cocoa Sand, Alabama, U. S. A., are investigated. The features of the young stages of these species appear to be identical. The early spiral consists of a number of subglobular spineless chambers, later followed by the typical *Hantkenina*-chambers with spines. The length of the spineless spiral varies and finds its maximum development in *H. (Hantkeninella) primitiva* CUSHMAN & JARVIS. The Upper Eocene Hantkeninae are therefore taken to represent a closely related group. *H. (H.) liebusi* with occasional sutural spine in the last chamber of the adult has been referred to the subgenus *Hantkenina* s. s.

In einer kürzlich erschienenen Arbeit über das Genus *Hantkenina* CUSHMAN in Trinidad und Barbados²⁾ wurde versucht, die Hantkeninen von Trinidad und von Barbados basiert auf die äusseren Merkmale des letzten Umganges der erwachsenen

¹⁾ Mikropaläontologe, Trinidad Leaseholds Ltd., Pointe-à-Pierre.

²⁾ BRÖNNIMANN, P. (1950): *The Genus Hantkenina Cushman in Trinidad and Barbados*, B. W. I., J. Paleont. 24. (Diese Arbeit enthält vollständige Synonymielisten und Literaturangaben.)

Form phylogenetisch zu gruppieren. Nur in einem Falle, nämlich bei *H. (Cribrohanckenina) bermudezi* THALMANN, war es dank dem aussergewöhnlich günstigen Erhaltungszustand der Schalen möglich gewesen, auch die Merkmale (vor allem die Mundöffnungen) der früheren ontogenetischen Stadien zu erfassen. Dies führte zur Feststellung des engen verwandtschaftlichen Zusammenhanges zwischen dem Subgenus *Hanckenina* s. s. und dem in bezug auf Kammerform und Anlage der Mundöffnung progressiveren Subgenus *Cribrohanckenina*.

Die phylogenetisch wichtigsten Eigenschaften des letzten Schalenumganges, wie Vorhandensein und Insertion der Stacheln, Form und Ausbildung der Mundöffnung, Anordnung und Gestalt der Kammern, genügten jedoch in Verbindung mit dem stratigraphischen Auftreten nicht, um alle entwicklungsgeschichtlichen Fragen abzuklären. Immerhin zeigte es sich, dass die stratigraphisch älteste und morphologisch primitivste Art, die sternförmige *H. (Aragonella) mexicana* CUSHMAN als Stammform der eocaenen Hanckeninen aufgefasst werden muss. *H. (Aragonella) lehneri* CUSHMAN & JARVIS und *H. (Applinella) dumblei* WEINZIERL & APPLIN werden als spezialisierte mitteleocaene Endformen betrachtet, währenddem die obereocaenen *H. (Applinella) liebusi* SHOKHINA und *H. (Applinella) trinitatensis* BRÖNNIMANN nahe miteinander verwandt erscheinen und möglicherweise – auf Grund des *mexicana*-artigen Aufbaues der jungen *H. liebusi* – direkt von *H. mexicana* abgeleitet werden können. Auch die übrigen obereocaenen Hanckeninen scheinen sich über Zwischenformen vom *longispina*-Typus aus *H. mexicana* entwickelt zu haben. Die teilweise stachellose *H. (Hanckeninella) primitiva* CUSHMAN & JARVIS konnte nicht in dieses System eingeordnet werden. Ferner wurde darauf hingewiesen, dass *H. liebusi* und *H. trinitatensis* phylogenetisch schwierig zu interpretieren seien. Erst Beobachtungen über die frühontogenetischen Stadien dieser Arten können die Beziehungen zu *H. mexicana* klären und werden möglicherweise zur Aufspaltung der Applinen führen.

Während der Drucklegung der obenerwähnten Studie haben wir neues, prachtvoll erhaltenes Hanckeninenmaterial gesehen, dessen Untersuchung uns veranlasst, neuerdings auf die phylogenetische Stellung von *H. primitiva* und von *H. liebusi* einzutreten. Das Material stammt aus den obereocaenen orbitoidenführenden Silten der Mount Moriah Formation aus der Umgebung von San Fernando, Trinidad, B. W. I. (T. L. L.-Cat. Nos. 147456 und 158113) und enthält die folgenden Arten:

<i>H. alabamensis</i> CUSHMAN	(selten)
<i>H. suprasuturalis</i> BRÖNNIMANN	(häufig)
<i>H. bermudezi</i> THALMANN	(selten)
<i>H. primitiva</i> CUSHMAN & JARVIS	(häufig)
<i>H. liebusi</i> SHOKHINA	(häufig)
<i>H. trinitatensis</i> BRÖNNIMANN	(selten)

Die Schalen von *H. primitiva* und von *H. liebusi* sind durchwegs sehr klein, glasartig, aber nicht durchsichtig. Durch Einbetten in dünnflüssigen Kanadabalsam können sie vollständig aufgehellt werden und lassen dann die Merkmale der inneren Schalenteile, einschliesslich der Initialkammer, ohne Anfertigung von Schnitten erkennen.

Hanckenina (Hanckeninella) primitiva CUSHMAN & JARVIS

Fig. A: 1–29; Fig. C: 1 und 2

H. primitiva ist durch zahlreiche Jugendstadien und durch seltenere erwachsene Exemplare vertreten, wie durch die auffallende Übereinstimmung in den Dimensionen, Zahl der Kammern, Insertion der Stacheln und in der Form der Spiralen

zwischen den Jugendstadien und den inneren Teilen der erwachsenen Formen bestätigt wird. Im Vergleich zu den Jugendstadien besitzt die erwachsene *H. primitiva* gewöhnlich zwei, seltener drei relativ grosse Kammern mehr. Von der Seite

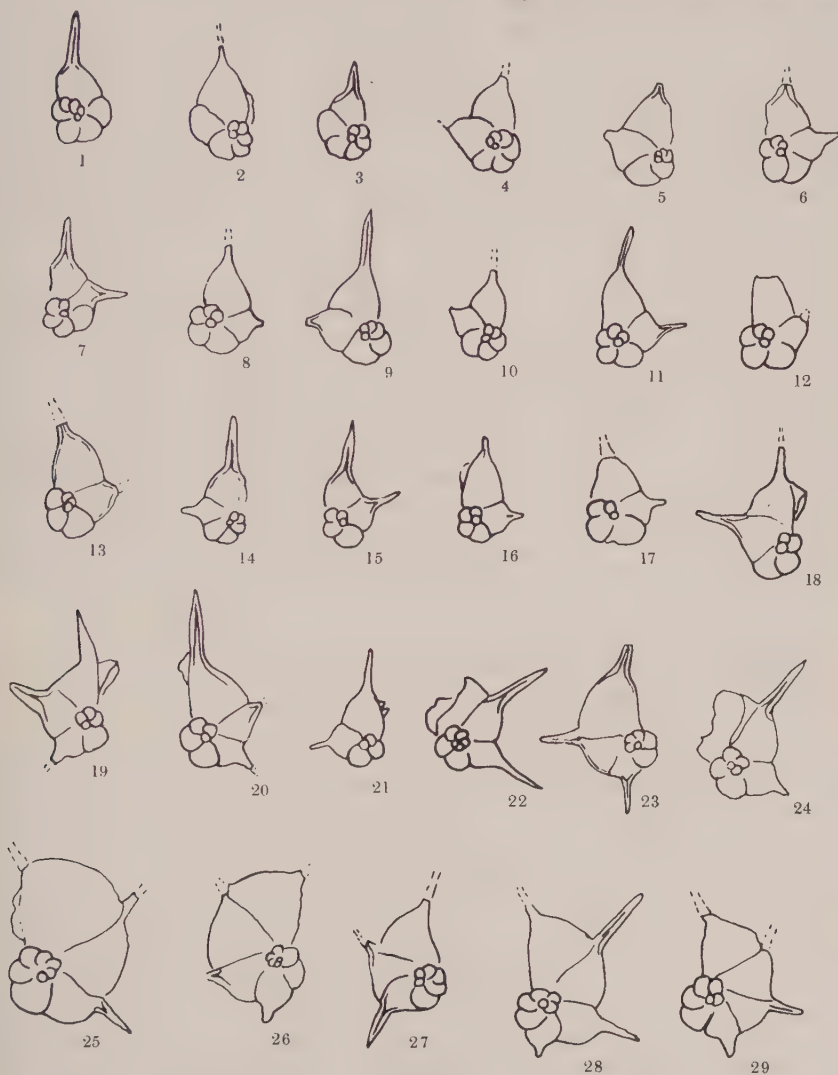


Fig. A: *H. (Hantkeninella) primitiva* CUSHMAN & JARVIS

Mount Moriah Formation, Ober-Eocaen, Trinidad, B. W. I. (T. L. L. Cat. Nos. 147 456 und 158 113).

Alle 48 $\times$.

betrachtet kann eine einzelne dieser letzten grossen Kammern so gross erscheinen wie die ganze vorhergehende Spirale. Wie aus der Stellung der aufeinanderfolgenden Stacheln hervorgeht, sind die Kammern des erwachsenen Stadiums jeweils mehr oder weniger senkrecht zueinander orientiert.

Das frühontogenetische Stadium von *H. primitiva* scheint planispiral zu sein und besteht aus einer annähernd kreisrunden Initialkammer und 3-7 daran anschliessenden, im Verlaufe des Wachstums immer grösser werdenden stachellosen Spiralkammern. Das stachellose Stadium bezeichnen wir hier als frühontogenetisch. Der Stachel ist entweder eine mehr oder weniger vorstehende, breite Ausstülpung der Kammer, oder dann von der eigentlichen Kammer deutlich abgesetzt, relativ lang und dünn und mit axialem Kanal versehen. Zwischen diesen beiden Ausbildungsweisen finden sich alle möglichen Übergänge. Der Kanal steht immer mit dem Kammerlumen in Verbindung, und der Stachel ist somit nicht als besondere, vom Kammerlumen unabhängige Bildung der Kammerwand aufzufassen. Der erste Stachel (oder stachelartige Ausstülpung) liegt gewöhnlich in der Mitte zwischen den beiden Kammersuturen, also in der Kammerachse, oder deutlich unterhalb der vorderen Suture der betreffenden Kammer. Erst die späteren Stacheln, oder unter Umständen erst der letzte Stachel, rücken in die suturale Linie hinein. Die Mundöffnungen der erwachsenen Formen sind die länglichen, dorsal gerundeten Schlitz mit basalen Loben und kleinen lippenartigen seitlichen Fortsätzen, welche für die *Hantkenina* im engeren Sinn charakteristisch sind. Soviel aus den seitlichen Ansichten von aufgehellten Exemplaren entnommen werden kann, zeigen die ersten stachellosen Kammern einfache basale Mundöffnungen. Es kann nicht entschieden werden, ob basale Loben dort schon vorhanden sind. Die Gestalt der frühontogenetischen Mundöffnungen sowie die Aufrollung der frühontogenetischen Spirale muss noch anhand von Schnitten untersucht werden. Das Jugendstadium scheint noch keine granulierten Schalenoberfläche zu besitzen, wie sie häufig im erwachsenen Stadium von *H. primitiva* und auch bei *H. alabamensis* unmittelbar vor der Mundöffnung angetroffen wird.

Dimensionen:³⁾

Durchmesser der Initialkammer: $\pm 10\mu - \pm 25\mu$

Grösster Durchmesser der Schale ohne Stachel:

a) Jugendformen: $\pm 250\mu$

b) Erwachsene Formen: $\pm 450\mu$

Länge der Stacheln: $\pm 50\mu - \pm 250\mu$

Radialer Durchmesser der letzten Kammer in erwachsenen Formen:
 $\pm 100\mu - \pm 250\mu$

Tangentialer Durchmesser: $\pm 100\mu - \pm 300\mu$.

Hantkenina liebusi SHOKHINA

Fig. B: 1-6

Die nach den Beschreibungen und Figuren von SHOKHINA (1937) als *H. liebusi* bestimmte Species von Trinidad ist seltener als *H. primitiva*. Wie diese ist auch *H. liebusi* durch Jugendformen und erwachsene Exemplare vertreten. Morphologisch zeigen beide Arten manche Ähnlichkeiten. Bruchstücke von *H. liebusi* oder erwachsene Exemplare mit abgebrochenen inneren Stacheln können mit *H. primitiva* verwechselt werden.

Kanadabalsam-Präparate von *H. liebusi* lassen nun erkennen, dass die morphologische Ähnlichkeit zwischen den beiden Formen nicht nur eine Konvergenzerscheinung ist, sondern dass beide Arten tatsächlich eng miteinander verwandt sind.

³⁾ Ohne Berücksichtigung der Exemplare vom Cocoa-Sand, Cocoa Post Office, Alabama, U. S. A., die grösser sind als die Trinidad-Formen.

Die Initialspirale der *liebusi*-Typen ist gleich gebaut wie bei *H. primitiva*. Die *liebusi*-Formen besitzen aber weniger stachellose Spiralenkammern, so dass die erwachsene Form im Gegensatz zu *H. primitiva* auf allen Kammern des letzten Umganges, vielleicht mit Ausnahme der von den Lippen der Mundöffnung zum Teil verdeckten innersten Kammer, Stacheln besitzt. Dieser Unterschied in der Ausbildung des letzten Umganges ist dadurch bedingt, dass bei *H. liebusi* der frühontogenetische stachellose Spiralenteil kürzer ist und rascher durchlaufen wird als bei *H. primitiva*. Da die Stacheln ein Schalenmerkmal sind, das erst im Verlaufe der Ontogenese erworben wird, so muss, unter der Voraussetzung, dass das Prinzip der ontogenetischen Acceleration im Verlaufe der Stammesentwicklung auch bei den Hantkeninen gilt, *H. liebusi* als entwicklungsgeschichtlich progressiver bewertet werden als *H. primitiva*.

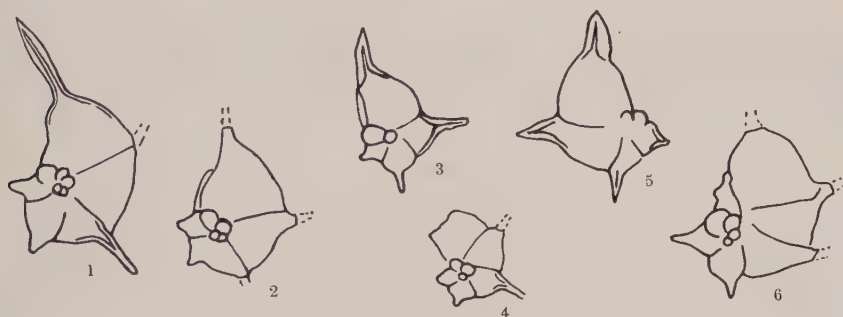


Fig. B: *H. (Hantkenina) liebusi* SHOKHINA

Mount Moriah Formation, Ober-Eocaen, Trinidad, B. W. I. (T. L. L. Cat. Nos. 147 456 und 158 113).
Alle 48×.

Die Zahl der stachellosen Spiralenkammern variiert bei *H. liebusi* von 1–4, gegen 3–7 bei typischen *H. primitiva*. Übergänge zwischen den beiden Arten treten somit auf, und es gibt Jugendformen, bei denen nicht entschieden werden kann, ob sie zu *H. liebusi* oder zu *H. primitiva* gehören. Diese Fälle sind allerdings relativ selten, und erwachsene Formen, auf deren Eigenschaften die Artdefinitionen ja begründet sind, können auf Grund der Stachelverteilung im letzten Umgang meistens eindeutig bestimmt werden.

Es ist uns bewusst, dass eine solche Unterteilung willkürlich ist, und erst die Untersuchung des stratigraphischen Auftretens dieser beiden Formen auf der Basis von ungestörten Profilen wird später zeigen, ob sie sich auf die Dauer aufrechterhalten lässt.

Einstweilen behalten wir die bestehende Artenbezeichnung bei, obgleich es möglich wäre, die obereocaenen Hantkeninen in ein trinäres Nomenklatorsystem zu bringen mit *H. primitiva* als Zentraltypus. Die Entwicklung der Stacheln zeigt das gleiche Bild wie bei *H. primitiva*. Die Gestalt der vollständig entwickelten Stacheln ist ziemlich variabel.

SHOKHINA (1937) hat in den Textfiguren 2, 8, 9, 13 und 17 ausser dem letzten Umgang auch Teile der frühontogenetischen stachellosen Spirale abgebildet. Die Übereinstimmung zwischen SHOKHINAS Figuren und den obereocaenen Formen von Trinidad ist sehr weitgehend, so dass das von SHOKHINA angeführte mitteleocaene Alter von *H. liebusi* heute mit einem gewissen Recht in Frage gestellt werden muss.

Dimensionen:

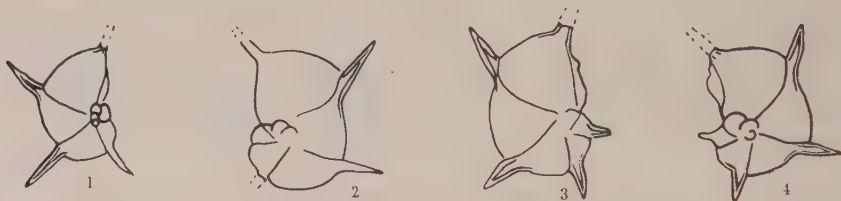
Durchmesser der Initialkammer: $\pm 15\mu - \pm 35\mu$

Grösster Durchmesser der Schale ohne Stachel:

a) Jugendformen: $\pm 250\mu$ b) Erwachsene Formen: $\pm 400\mu$ Länge der Stacheln: $\pm 50\mu - \pm 250\mu$ Radialer Durchmesser der letzten Kammer in erwachsenen Exemplaren:
 $\pm 250\mu$ Tangentialer Durchmesser: $\pm 250\mu$.*Hantkenina alabamensis* CUSHMAN

Fig. C: 3 und 4

Im Zusammenhang mit diesen Beobachtungen an *H. primitiva* und an *H. liebuseri* haben wir Topotypen von *H. alabamensis* aus dem obereocaenen Cocoa-Sand, Cocoa Post Office, Alabama, die uns seinerzeit freundlicherweise von Dr. J. A. CUSHMAN zur Verfügung gestellt worden sind, ebenfalls mit verdünntem Kanadabalsam aufgeheilt.

Fig. C. 1 und 2: *H. (Hantkeninella) primitiva* CUSHMAN & JARVIS3 und 4: *H. (Hantkenina) alabamensis* CUSHMANCocoa-Sand, Ober-Eocaen, Alabama, U. S. A. Alle $33\times$.

Die Cocoa-Sand-Fauna enthält übrigens neben *H. alabamensis* auch Exemplare von *H. primitiva* (Fig. C: 1 und 2).

Die Aufhellung des inneren Schalenteiles ergab deutlich, dass auch *H. alabamensis* eine stachellose frühontogenetische Spirale besitzt. Die Zahl der stachellosen Kammern konnte nicht mit Sicherheit festgestellt werden, aber aus dem Vergleich mit *H. primitiva* zu schliessen, sind etwa 3–4 frühontogenetische Kammern vorhanden. *H. alabamensis* ist somit ausser mit den Cribrohantkeninen auch mit den Hantkeninen vom *primitiva*- und *liebuseri*-Typus eng verwandt.

Aus der Anzahl und aus der Stellung der Stacheln ist zu entnehmen, dass *H. alabamensis* entwicklungsgeschichtlich progressiver ist als *H. primitiva*, und möglicherweise mit *H. liebuseri* parallelisiert werden darf. Bei typischen Vertretern von *H. alabamensis* sind allerdings die ersten Stacheln schon subsutural bis sutural inseriert, bei *H. liebuseri* sind sie dagegen in Ergänzung unserer früheren Darstellung gewöhnlich axial bis subsutural und erst in vollständig ausgewachsenen Exemplaren rücken die letzten Stacheln in die suturale Stellung. Suturale Position des letzten Stachels bei *H. liebuseri* ist auch aus SHOKHINAS Textfiguren 21, 23, 25 und 30 zu entnehmen.

Taxonomisches

Wie bereits erwähnt, behalten wir zur Zeit die bisherige Gruppierung in Arten bei und damit auch die Einteilung in die Subgenera *Hantkenina* s. s., *Hantkeninella* und *Cribrohantkenina*.

Da die Definition der Subgenera, wie diejenige der Arten, auf den Eigenschaften des letzten Umganges der erwachsenen Form beruht, speziell auf der Insertion des Stachels in bezug auf die vordere Sutura, muss *H. liebusi* auf Grund des Auftretens von sutural inserierten Stacheln in den allerletzten Kammern aus den Applinellen entfernt und in *Hantkenina* s. s. eingereiht werden. Das gleiche gilt für die morphologisch ähnliche *H. trinitatisensis*.

Die obereocaenen Hantkeninen von Trinidad bilden somit eine genetisch einheitliche Gruppe, charakterisiert durch eine frühontogenetische stachellose Spirale. Sie enthält die folgenden Subgenera und Arten:

1. *Hantkeninella* BRÖNNIMANN
H. primitiva CUSHMAN & JARVIS
2. *Hantkenina* CUSHMAN
H. alabamensis CUSHMAN
H. thalmanni BRÖNNIMANN
H. suprasuturalis BRÖNNIMANN
H. trinitatisensis BRÖNNIMANN
H. liebusi SHOKHINA
3. *Cribrohantkenina* THALMANN
H. bermudezi THALMANN

Zu *Applinella* THALMANN werden somit nur noch *H. dumblei* WEINZIERL & APPLIN und *H. longispina* CUSHMAN gerechnet. Der mögliche Zusammenhang der obereocaenen Hantkeninen mit den Applinellen und Aragonellen muss im Lichte dieser Resultate neu untersucht werden. In erster Linie ist die Beziehung zwischen *H. longispina* und *H. primitiva* abzuklären.

9. — PAUL BRÖNNIMANN (Trinidad)¹⁾: Bemerkungen über den Bau von *Amphistegina* d'Orbigny. Mit 6 Textfiguren.

The apertures of representatives of the genus *Amphistegina* D'ORBIGNY from the Lower Miocene and Upper Oligocene of Trinidad, B.W. I., are described. The dorsal or spiral chambers communicate with primary apertures in the frontal portions of the dorsal septa. The ventral or stellar chambers are connected with the dorsal chambers through secondary apertures in the lateral portions of the walls of the dorsal chambers. No direct connection exists between the ventral chambers. This system of apertures is probably identical with that in the genus *Asterigerina* D'ORBIGNY. Reference has also been made to *Asterigerina byramensis* CUSHMAN & TODD from the Oligocene Cipero Silt, Cipero Coast, Trinidad, B. W. I.

TEN DAM (1947, p. 584–86) hat die Mundöffnungen bei *Asterigerina lutetiana* TEN DAM (Mittel-Eocaen), bei *A. staeschei* TEN DAM & REINHOLD (Mittel-Miocaen) und bei *A. gürichi* (FRANKE) (Mittel-Oligocaen), alle von den Niederlanden, untersucht und gefunden, dass zwei verschiedene Typen von Öffnungen existieren. Die dorsalen Kammern (spiral or ordinary chambers) haben eine schlitzartige Öffnung beinahe parallel zur Aufrollungsebene. Die ventralen Kammern (stellar or secondary chambers), welche mit den Dorsalkammern regelmässig alternieren, besitzen einen länglichen Schlitz mit einer phialinen Lippe als Öffnung. Diese liegt nach TEN DAM in der Aufrollungsebene der Schale und verbindet jeweils eine Dorsal- mit einer Stellarkammer. Die Umgebung der Hauptmundöffnung im frontalen Teil des Dorsalseptums ist mit zahlreichen kleinen Pfeilern ornamentiert, und zwar finden sich

¹⁾ Mikropaläontologie Trinidad Leaseholds Ltd., Pointe-à-Pierre.

Pfeilerchen sowohl auf dem eigentlichen Dorsalseptum oberhalb der Mundöffnung als auch auf der Ventralseite der Schale.

Asterigerina byramensis CUSHMAN & TODD aus dem oligocaenen, orbitoider-führenden Silt von der Ciperoküste S von San Fernando, Trinidad, B.W.I. (vergleiche CUSHMAN & STAINFORTH. 1945), zeigt eine basale schlitzartige Mundöffnung im Septum der Dorsalkammer, und zwar ventral liegend, ungefähr in der Mitte zwischen Stellarkammern und Peripherie (Figur 1). Der obere Teil der Öffnung scheint einen lippenartigen Wulst zu besitzen. Sowohl das Septum wie auch die vor der Mundöffnung liegende ventrale Oberfläche sind mit kleinen Pfeilern ornamentiert. Irgendeine geordnete Verteilung der Pfeilerchen wurde nicht beobachtet. Trotz sorgfältiger Behandlung mit verdünnter Salzsäure und Zerbrechen von Schalen gelang es nicht, die Öffnungen der ventralen Kammern freizulegen.

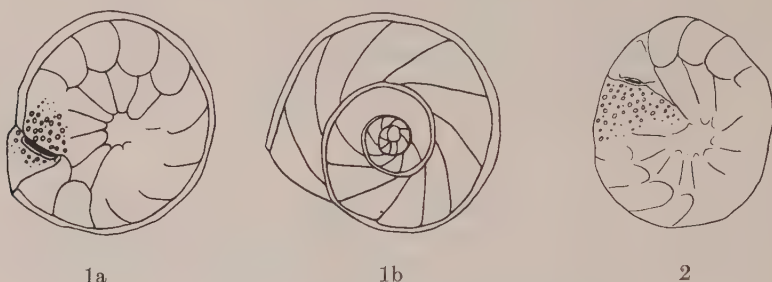


Fig. 1. *Asterigerina byramensis* CUSHMAN & TODD. Alle 40×.

Oligocaen, Cipero Silt, Cipero Küste, S. San Fernando, Trinidad, B.W.I., T.L.L. Cat. No. 20048. Ventral- (a) und Dorsalansicht (b) des gleichen Exemplars. Ventralseite mit basaler Mundöffnung. Alternanz von Dorsal- und Stellarkammern. Dorsalkammern evolut.

Fig. 2. *Amphistegina* sp. 40×.

Trinidad, B.W.I., T.L.L. Cat. No. 159656, Oberes Oligocaen. Ventralansicht. Basale Mundöffnung und Ornamentierung. Alternanz von Dorsal- und Ventral-kammern.

TEN DAM (1947, p. 586) lehnt die Bezeichnung „sekundär“ für die Stellar- oder Ventral-kammern ab, da diese, wie aus der Alternanz mit den Dorsalkammern ersichtlich sei, als morphologisch gleichberechtigte Elemente aufzufassen seien. Wahrscheinlich haben ursprünglich die Grössenverhältnisse und die rosettenartige Anlage zur Bezeichnung „sekundär“ geführt. Da die Stellarkammern aber sehr wahrscheinlich von den Dorsalkammern aus gebildet werden, wie später am Beispiel von Vertretern des Genus *Amphistegina* gezeigt wird, dürfte die Bezeichnung „sekundär“ doch eine gewisse Berechtigung besitzen. Des weiteren scheint TEN DAMS Annahme, wonach zwischen zwei Dorsalkammern von *Asterigerina* keine direkte Verbindung bestehe, d. h., dass sie nur auf dem Umweg durch eine Stellarkammer kommunizieren, nicht zuzutreffen. Da jede Dorsalkammer mit der nächstanschliessenden durch die grosse schlitzartige Mundöffnung im frontalen Teil des Dorsalseptums unmittelbar kommuniziert, kann keine derartige Zick-Zack-Verbindung existieren. Dies ist eigentlich klar aus der Aufeinanderfolge der Dorsalkammern ersichtlich, immerhin wäre es erwünscht, diese Verhältnisse am Originalmaterial genau nachzuprüfen.

Wie die Öffnung zwischen den Stellar- und den Dorsalkammern zu interpretieren ist, lässt sich mit Vorteil an der nahe verwandten *Amphistegina* beobachten,

die für derartige Untersuchungen zufolge der im allgemeinen grösseren Schale besser geeignet ist als *Asterigerina*.

Es standen uns dazu zahlreiche Exemplare von *Amphistegina* sp. aus dem Oberen Oligocaen und dem Unteren Miocaen von Trinidad, B.W. I., zur Verfügung. Subrezente und rezente Arten wurden anfänglich auch in die Untersuchung einbezogen, wobei allerdings festgestellt werden muss, dass die stratigraphisch älteren Formen die Eigenschaften des Innenbaues zufolge des verschiedenen Erhaltungszustandes besser erkennen lassen als die jüngeren. Wie *Asterigerina*, besitzt *Amphistegina* sp. (Figur 2) eine einfache, schlitzartige basale Mundöffnung, die ventral ungefähr in der Mitte zwischen Stellarkammern und Peripherie den frontalen Teil des Dorsalseptums durchbricht. Auch hier scheint der obere Teil



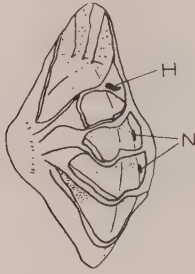
Fig. 3 und 4. *Amphistegina* sp. Alle 40 $\times$. Trinidad, B.W. I.

Fig. 3. T.L.L. Cat. No. 159076, Exemplar 1, Unteres Miocaen. Ventralansicht mit freigelegten Stellarsepten. Ventralsepten ohne basale Poren.

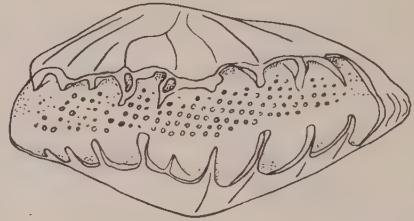
Fig. 4. T.L.L. Cat. No. 159079, Unteres Miocaen. Marginalansicht mit aufgebrochenen Dorsal- (links) und Ventralkammern (rechts). Nur schwache Überlappung der Dorsalkammern auf die Ventralseite. Hakenwurf der Dorsalsepten.

der Öffnung eine Lippe zu besitzen. Basale hakenartige Bildungen, wie bei *Tremastegina*, wurden nicht beobachtet. Das Dorsalseptum ist nicht ornamentiert. Dagegen ist der unmittelbar vor der Öffnung liegende Teil der Ventralseite von zahlreichen Pfeilerchen bedeckt. Die Pfeilerchen sind in parallelen Reihen angeordnet, wobei die Reihen die Peripherie in einem spitzen Winkel schneiden. Die Ventralseite ist bis an den aus klarem Schalenmaterial bestehenden zentralen Pfeilerkopf des Umbos ornamentiert. Die striate Anlage der Pfeilerchen ist sehr gut aus Figur 6 ersichtlich. Die Ornamentierung ist im wesentlichen auf die Ventralseite beschränkt (Figuren 2, 3 und 6) und ist eine auffallende Parallelerscheinung zur Ornamentierung der Ventralseite bei *Tremastegina*, die ja auch durch parallel zueinander, aber in einem Winkel zur Peripherie verlaufenden Rillen und Leisten skulpturiert ist. Die Art der Ornamentierung ist aber bei den beiden Genera durchaus verschieden. In aufgebrochenen Exemplaren (Figur 5) ist ersichtlich, dass die Hauptmundöffnung auch etwas subbasal liegen kann. Die Stellarkammern stehen mit den alternierenden Dorsalkammern durch relativ kleine schlitzartige Öffnungen in Verbindung. Diese Nebenmundöffnungen verlaufen parallel zur Aufrollungsebene der Schale und entsprechen den Öffnungen, die TEN DAM (1947, Textfigur 3) bei *Asterigerina* beschrieben hat. Durch sorgfältige Anätzung der Schale mit verdünnter Salz-

säure können die Kammerwände entfernt und die Septen mit den Mundöffnungen freigelegt werden. Es zeigt sich, dass diese Nebenmundöffnungen die lateralen, zum Umbo weisenden Teile der Dorsalkammerwände, und nicht etwa die „Septen“ der Stellarkammern durchbrechen. Die Wand zwischen Stellar- und Dorsalkammer wird von der Dorsalkammer geliefert. Die Dorsalkammer besitzt somit zwei Mundöffnungen, a) eine Hauptmundöffnung, die in die nächste Dorsalkammer führt, und b) eine Nebenmundöffnung, die zur nächsten Stellarkammer führt. Die Stellarkammer überlappt den umbonal gerichteten Teil der Dorsalkammern leicht und kann keilartig zwischen zwei Dorsalkammern hineingreifen. Dies ist dann deutlich erkennbar, wenn die Hauptmundöffnung nahe an die Schalenperipherie rückt. Diese Anlage ist besonders bei rezenten *Amphistegina* bekannt (BRADY, 1884, pl. 111, fig. 2b).



5



6

Fig. 5 und 6. *Amphistegina* sp. Alle 40×. Trinidad, B. W. I.

- Fig. 5. T. L. L. Cat. No. 159076, Exemplar 3, Unteres Miocaen. Marginalansicht mit aufgebrochenen Kammern. Links Dorsal-, rechts Ventralseite. Hauptmundöffnung (H) liegt nicht ganz basal. Nebenmundöffnungen (N) von den dorsalen zu den ventralen Kammern.
- Fig. 6. T. L. L. Cat. No. 159078, Unteres Miocaen. Marginalansicht mit aufgebrochenen Kammern. Unten Dorsal- oben Ventralseite. Septen der Ventralkammern z. T. gebündelt. Ornamentierung im wesentlichen auf die Ventralseite beschränkt. Lineare Anordnung der Pfeilerchen. Ventralsepten ohne basale Poren.

Verbindungen zwischen den ventralen Kammern in der Art der für *Tremastegina* charakteristischen basalen Poren wurden in unserem *Amphistegina*-Material nicht beobachtet. Ausser Haupt- und Nebenmundöffnungen scheinen bei *Amphistegina* keine weiteren Kommunikationen zwischen den Kammern zu bestehen.

Wir finden somit bei *Amphistegina* grundsätzlich gleiche Mundöffnungsverhältnisse wie bei *Asterigerina*, und es ist anzunehmen, dass die Anlage der Kammern bei *Asterigerina* in gleicher Weise erfolgt wie bei *Amphistegina*.

Literatur

- BRADY, H. B. (1884): *Report on the Foraminifera dredged by H. S. M. Challenger during the years 1873-76*. Zoology 9.
- CARPENTER, W. B. (1860): *Researches on the foraminifera*. Part III. Roy. Soc. London, Phil. Trans. 149.
- CUSHMAN, J. A. und STAINFORTH, R. M. (1945): *The Foraminifera of the Cipero Marl Formation of Trinidad, British West Indies*. Cushman Lab. Foram. Res., Spec. Publ. No. 14.
- ORBIGNY, A. D. D' (1826): *Tableau méthodique de la Classe des Céphalopodes*. Ann. Sci. Nat. Paris, sér. 1, 7.
- TEN DAM, A. (1947): *Structure of Asterigerina and a new species*. J. Paleont. 21, No. 6.

10. — PAUL BRÖNNIMANN (Trinidad)¹⁾: **Tremastegina, ein neues Genus der Familie Asterigerinidae d'Orbigny.** Mit 7 Textfiguren.

Tremastegina, a new genus of the family *Asterigerinidae* D'ORBIGNY is defined. Genotype is *Tremastegina senni* (CUSHMAN), from the Middle Eocene Upper Scotland formation of Barbados. The new genus differs from *Amphistegina* D'ORBIGNY essentially by the presence of rows of basal pores through the ventral septa, by the difference in ornamentation and by the occurrence of alternating arcuate chambers on the ventral side.

Einleitung

Von der Typlokalität der Murphys Beds der mitteleocaenen Oberen Scotlandformation von Barbados, B.W.I., (A. SENNS Lokalität S. 34 C) wurde 1945 in VAUGHANS Arbeit über die paleocaenen und eocaenen Grossforaminiferen von Barbados (1945, p. 49, pl. 19, figs. 1–4, Holotyp figs. 1, 1a) mit *Amphistegina senni* eine ursprünglich von CUSHMAN beschriebene und benannte Species publiziert (1945, p. 2 und p. 20–21), die äusserlich auffallend *Amphistegina lopeztrigoi* PALMER aus dem Mitteleocaen von Cuba gleicht. VAUGHAN fasste *A. senni* zufolge der weitgehend mit *A. lopeztrigoi* übereinstimmenden Ornamentierung zuerst nur als eine Variante von *A. lopeztrigoi* auf. CUSHMAN jedoch betrachtete *A. senni* als eine besondere Species, die sich durch geringere Grösse, weniger Kammern und weniger zahlreiche, aber stärker hervortretende Pfeiler von *A. lopeztrigoi* unterscheidet. VAUGHAN (1945, p. 20–21) hatte die Möglichkeit, *A. senni* mit den Cotypen von *A. lopeztrigoi* von Cuba und mit den von BARKER und GRIMSDALE (1936, p. 233) mit *A. aff. lopeztrigoi* bestimmten Formen aus dem unteren Mitteleocaen von Mexiko (Staat Veracruz) zu vergleichen, und akzeptierte auf Grund dieses Vergleichs CUSHMANS neue Species, trotz der stark *A. lopeztrigoi* ähnelnden Skulptur. Da wir das Vergleichsmaterial VAUGHANS nicht zur Hand haben, können wir uns keine eigene Meinung über die Existenzberechtigung dieser beiden Arten bilden und wir schliessen uns deshalb im folgenden der Auffassung von CUSHMAN und von VAUGHAN an²⁾. Der letztgenannte Autor nimmt *A. senni*, zufolge der offensichtlichen Verwandtschaft mit *A. lopeztrigoi*, als hinweisend für ein mitteleocaenes Alter der Oberen Scotlandformation an. Die relativ reiche, hauptsächlich aus Discocyclusen zusammengesetzte Grossforaminiferen-Fauna der Oberen Scotlandformation wurde von VAUGHAN als die Grossforaminiferen-Typ Fauna des amerikanischen Mitteleocaens bezeichnet (1945, p. 21).

Dem Verfasser wurde 1946 von A. SENN eine Sammlung von Grossforaminiferen von Barbados zur Untersuchung übergeben, die unter anderem auch eine reichhaltige Probe von *A. senni* CUSHMAN von der Typlokalität S. 34 C enthielt. Die von VAUGHAN (1945, pl. 19, figs. 1–4) abgebildeten Holo- und Paratypen stammen übrigens gemäss Tafelerklärung von der Lokalität S. 34 C und nicht von S. 34 B, wie auf p. 49 erwähnt wird. Der Erhaltungszustand des Materials ist derart, dass die wichtigsten Eigenschaften des Innenbaues ohne Anfertigung von Sektionen untersucht werden können. Da sich CUSHMAN in seiner Beschreibung im wesentlichen auf die externen Charaktere beschränkte, glauben wir, dass eine etwas ge-

¹⁾ Mikropaläontologie Trinidad Leaseholds Ltd., Pointe-à-Pierre.

²⁾ Während der Drucklegung der vorliegenden Arbeit erhielten wir durch die Freundlichkeit von Dr. D. W. GRAVELL, Cuba, Topotypen von *A. lopeztrigoi* PALMER von PALMERS Lokalität 687, Crossing of Rio Guanabanito on Camaguey – Maraquan Road, 15 Miles E of Camaguey City, Cuba. Die Exemplare sind nicht gut erhalten, zeigen aber deutlich die von CUSHMAN erwähnten Differenzen gegenüber der Barbadosform. Es könnte auf Grund des Aussenbildes nicht festgestellt werden, ob es sich um eine *Tremastegina* handelt.

nauere Beschreibung dieser Species sich rechtfertigt, um so mehr, als sie offenbar mit *A. lopeztrigoi* verwandt erscheint, die von BARKER & GRIMSDALE (1936) als Typus des Vorläufers der eocaenen Lepidocyclinen aufgefasst worden ist. Sie schliessen jedoch nicht aus (1936, p. 245), dass *A. lopeztrigoi* auch durch Spezialisierung (Vereinfachung) von *Helicostegina* BARKER & GRIMSDALE abgeleitet werden könnte. Aus ihrer Arbeit geht aber hervor, dass eine solche Möglichkeit praktisch kaum in Betracht kommt.

Der Innenbau von *A. lopeztrigoi* von Cuba (PALMER, 1934, p. 255) ist bis heute noch nicht untersucht und beschrieben worden. Etwas besser bekannt ist *A. aff. lopeztrigoi* von Mexiko, welche in der Arbeit von BARKER & GRIMSDALE (1936, p. 233, pl. 30, figs. 1, 2, pl. 32, figs. 1–3, pl. 34, fig. 1, pl. 38, fig. 3) sowohl in ihren äusseren wie auch in ihren inneren Merkmalen dargestellt worden ist. Die genannten Autoren haben als erste die charakteristische schlitzzartige Mundöffnung mit der basalen lippenartigen Vorwölbung (counterseptum) erwähnt. Sie wiesen darauf hin, dass diese Mundöffnung auch bei anderen Species von *Amphistegina* auftreten kann. Nach VAUGHAN (1945, p. 21) sind die mexikanischen Exemplare kleiner als die Cotypen von Cuba. Die Ornamentierung jedoch ist ähnlich wie bei den letzteren. *A. lopeztrigoi* ist auch von COLE (1942, p. 33–34, pl. 15, figs. 2, 3, pl. 16, fig. 11; und 1944, p. 55, pl. 1, fig. 17, pl. 8, fig. 16, pl. 9, figs. 10–13) aus der mitteleocaenen Lisbonformation von Florida erwähnt worden. Abgesehen von der Angabe von Dimensionen, Zahl der Windungen, Anzahl der Kammern in der letzten Windung und der Grösse der Initialkammer im Äquatorialschnitt, geht COLE nicht näher auf ihren Bau ein. Seine Exemplare sind von Mrs. PALMER mit denjenigen von Cuba verglichen und als zu *A. lopeztrigoi* gehörig befunden worden. COLES Figuren (pl. 8, fig. 16 und pl. 9, fig. 13) lassen deutlich die merkwürdigen hakenartigen Gegensepten erkennen. Die Photographien der Vertikalsektionen sind leider im allgemeinen zu undeutlich und zeigen, ausser der allgemeinen Form und der Anlage und Grösse der Pfeiler, keine wichtigen Einzelheiten.

CUSHMAN & STAINFORTH (1946, p. 117, pl. 20, figs. 1–6) haben aus dem vermutlich unteren Teil des Mitteleocaens von NW-Ecuador mit *A. elliotti* CUSHMAN & STAINFORTH eine *Amphistegina* beschrieben, die sich nur durch die stärker konische Schale und die kleineren Pfeiler von *A. lopeztrigoi* unterscheidet³⁾. Sie bemerken, dass die Ventralkammern darauf tendieren, „labyrinthisch“ zu werden. (Labyrinthisch, ein Ausdruck, der in der Mikropaläontologie für alle möglichen Arten von Strukturen verwendet wird – natürlich zu Unrecht –, soll hier wahrscheinlich den anormalen, komplexer erscheinenden Verlauf der Ventralsepten umschreiben.) Aus ihrer Fig. 6, pl. 20, ist ersichtlich, dass *A. elliotti* auf der Ventralseite eine Art alternierender Kammerung besitzt, wie sie auch in der Barbadosform und in *Eoconuloides wellsi* COLE & BERMUDEZ aus dem Mitteleocaen von Cuba (COLE & BERMUDEZ, 1944) auftritt. Aber auch hier fehlen genauere Angaben über diese Kammerung und über die Innenstruktur. Aus der stratigraphischen Stellung und aus dem Auftreten von alternierenden Kammern auf der Ventralseite kann geschlossen werden, dass *A. elliotti* nahe mit der Barbados-Species und vermutlich auch mit *Eoconuloides wellsi* und mit *A. lopeztrigoi* verwandt ist.

Tremastegina n. gen.

Wie aus der nachstehenden Beschreibung der amphisteginoiden Form aus Barbados hervorgeht, handelt es sich dabei um eine Foraminifere, die in wesentlichen

³⁾ Nach brieflicher Mitteilung von Herrn STAINFORTH wird diese Form neuerdings dem Genus *Helicostegina* zugeordnet.

Merkmale von den eigentlichen Amphisteginen abweicht. Die Differenzen sind derart, dass sich die Einführung eines neuen Genus der *Asterigerinidae* D'ORBIGNY rechtfertigt. Wir schlagen dafür *Tremastegina* vor, mit *Amphistegina senni* CUSHMAN 1945 als Genotyp.

Definition von *Tremastegina*:

Die Schale ist amphisteginoid. Dorsale und ventrale Kammern alternieren und berühren sich nahe der Peripherie auf der ventralen Seite. Die ventralen Septen biegen sich marginal so stark, dass sie zuletzt mehr oder weniger parallel zur Peripherie verlaufen. Die dorsalen und ventralen Septen können gebündelt sein. Die ventralen Septen zeigen Anfänge einer primitiven alternierenden Kammerung. Die Pfeiler liegen in Linien, die mit dem Verlauf der Septen übereinstimmen. Es existieren zwei Systeme von Öffnungen: 1. Schlitzartige Mundöffnungen der dorsalen Kammern durchbrechen die Septen ventral oder ventromarginal, und 2. rundliche Poren durchbrechen basal die ventralen Septen. Die eigentlichen dorsalen Mundöffnungen besitzen in ihrem ventralen Abschnitt basal eine in Wachstumsrichtung vorgewölbte Lippe (Gegenseptum). Die ventralen Poren durchbohren das Septum an den Stellen, wo es die parallel verlaufenden Rillen der Unterlage überbrückt. Der am weitesten peripher liegende Porus verbindet dorsale und ventrale Kammer. Die marginale Schalenpartie ist ventral durch die parallelen Rillen kordelartig skulpturiert.

Genotyp: *Amphistegina senni* CUSHMAN 1945, in VAUGHAN 1945, p. 49, pl. 19, figs. 1-4.

Vergleich mit *Amphistegina* D'ORBIGNY

Amphistegina unterscheidet sich von *Tremastegina* im wesentlichen durch das Fehlen des ventralen Porensystems und der parallelen ventralen Rillen. Anzeichen einer marginalen Kordelung und einer alternierenden Kammerung auf der Ventralseite sind bei *Amphistegina* nicht bekannt. Bei *Amphistegina* kommunizieren die Dorsal- mit den Ventrakammern durch lateral liegende, basale, schlitzartige Öffnungen in der Wand der Dorsalkammern, während bei *Tremastegina* Poren durch die Ventralsepten in die entsprechenden Dorsalkammern führen. Die Umgebung der Mundöffnung auf der ventralen Schalen Seite ist bei *Tremastegina* nicht durch in parallelen Reihen angeordnete diskrete Pfeilerchen ornamentiert.

PALMER (1934, p. 255, pl. 15, figs. 6, 8) hat bei *A. lopeztrigoi* eine Art Granulation beobachtet und auch deshalb diese merkwürdige Form in die Amphisteginen einbezogen. Weder aus den Abbildungen des Holotyps noch aus den Figuren bei BARKER & GRIMSDALE (1936) und bei COLE (1942 und 1944) ist ersichtlich, ob tatsächlich eine *Amphistegina*-artige Granulation besteht, oder ob es sich um die ventralen Rillen und Leisten handelt, wie sie für *Tremastegina* charakteristisch sind.

Beschreibung von *Tremastegina senni* (CUSHMAN) 1945

Fig. 1-7

Holotyp: *Amphistegina senni* CUSHMAN, in VAUGHAN, 1945, p. 49, pl. 19, figs. 1 und 1a.

Äusseres:

Der knappen Beschreibung CUSHMANS in VAUGHANS Arbeit über die Grossforaminiferen von Barbados (1945, p. 49) lässt sich nichts wesentliches beifügen. Erwähnenswert ist vielleicht noch die einen Teil der Oberfläche der Ventralseite

(vor der Mundöffnung) bedeckende Ornamentierung durch parallel zueinander, aber in einem spitzen Winkel zur Peripherie verlaufende Rillen. Die Rillen sind verhältnismässig tief und schneiden auch noch in die marginale Partie ein, die dadurch kordelartig skulpturiert wird (Figuren 3a und 4). Die Rillen sind durch längliche leisten-

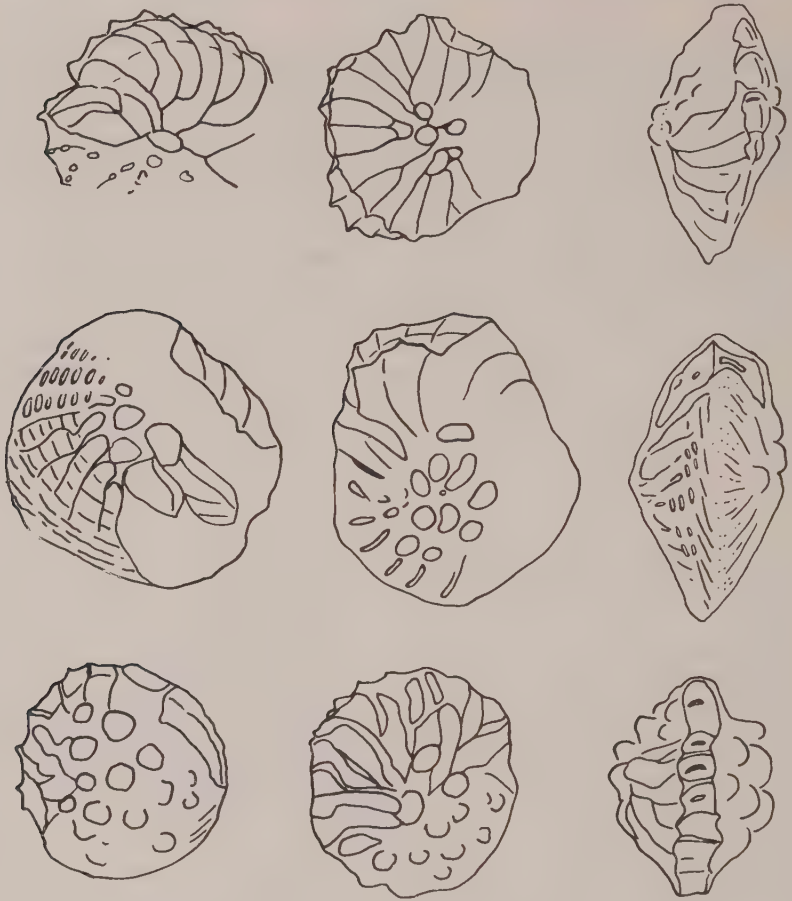


Fig. 1. *Tremastegina senni* (CUSHMAN). Alle 50 $\times$. Murphys Beds, Lok. S. 34 C. Drei Exemplare, jeweils links Ventral-, in der Mitte Dorsal- und rechts Marginalansicht.

artige Rippen getrennt. Die Rippen sind nicht immer kontinuierlich und oft pfeilerartig verdickt. Quer zu den Rillen und Rippen gehen die Septen der Ventralkammern (Figuren 3 und 4). Die Pfeiler der Ventralseite sind auf Linien angeordnet, die dem Verlauf der Septen entsprechen (Figur 4). Die Septen selber scheinen in regelmässigen Abständen zwischen den einzelnen basalen Poren knotenartig verdickt zu sein, und es ist anzunehmen, dass sich diese Verdickungen an die Schalenoberfläche als Pfeilerköpfe fortsetzen.

Aus den von CUSHMAN (VAUGHAN 1945, p. 49) angegebenen Massen lässt sich entnehmen, dass die „für das Genus“ kleine Species verhältnismässig dick ist, ein

Merkmal, das durch die kräftigen und prominenten Pfeiler der umbonalen Region noch unterstrichen wird. Die Zahl der Pfeiler variiert in etwas weiteren Grenzen als die von CUSHMAN angegebenen (Figur 1).

Die uns aus SENNS Lokalität S. 34C zur Verfügung stehenden Exemplare sind gewöhnlich beschädigt und machen einen gerollten Eindruck, wie er von fossilen aufgearbeiteten oder auch von rezenten im Küstensand zusammengeschwemmten Foraminiferen her bekannt ist. Meistens fehlen Teile des letzten Umganges, oder die marginale Schalenpartie ist bis in innere Umgänge hinein erodiert. Messungen an diesen Exemplaren würden somit kein richtiges Bild über Dicke und Durchmesser ergeben, und wir verzichten deshalb darauf, ein Dimensionen-Diagramm aufzustellen. Dafür gestatten die beschädigten Exemplare einen ausgezeichneten Einblick in die recht komplizierte und von den Amphisteginen abweichende Innenstruktur.

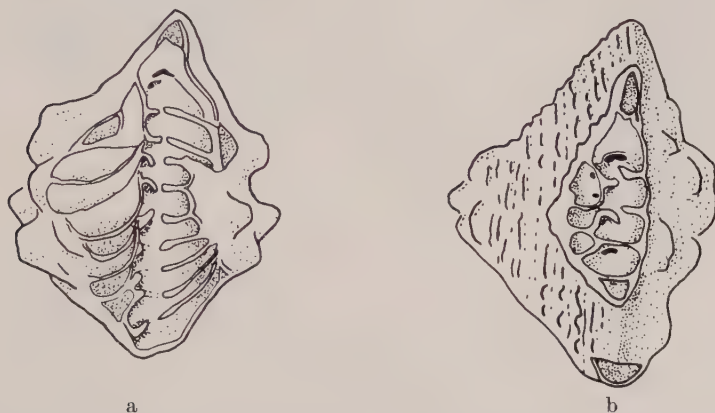


Fig. 2. *Tremastegina senni* (CUSHMAN). Alle 50 $\times$. Murphys Beds, Lok. S. 34 C.

Marginalansichten mit aufgebrochenen Kammern. Links Ventralkammern, rechts Dorsalkammern. Mundöffnung der Dorsalkammern ventro-marginal. Fig. 2b zeigt zwei Poren des ventralen Systems und Verbindung zwischen Ventral- und Dorsalkammer.

Inneres:

Dorsal- und Ventralseite sind aus verschiedenen Systemen von Kammern aufgebaut, die wir in Analogie zu den typischen Amphisteginen als Dorsalkammer- oder Hauptkammersystem und Ventralkammer- oder Stellarkammersystem bezeichnen. Die beiden Kammersysteme alternieren miteinander, und da sie morphologisch durchaus verschieden sind, werden sie im folgenden gesondert beschrieben.

a) Dorsalkammersystem

Etwa 20 schmale dorsale Kammern bilden in erwachsenen Exemplaren einen vollen Umgang (Figur 6). Die Septa sind radial und nur marginal mehr oder weniger stark abgebogen. Sie gehen von den grossen zentralen Pfeilern aus und sind oft in Septenbündel zusammengefasst, wie sie bei den einfachen striaten Nummuliten (ROZLOZNIK, 1927, p. 52, Fig. 11a und b) und auch bei den Amphisteginen im engeren Sinn bekannt sind. Das Septenbündel ist nach ROZLOZNIK das Produkt eines einzigen zusammenhängenden Kammerbauaktes (Figur 1). Die Hauptkammern

greifen schwach auf die ventrale Seite über, d. h. die kantige Marginalpartie ist noch vollständig von den Hauptkammern gebildet (Figuren 2 und 7).

Zufolge rascher Reduktion der Septenhöhe werden die peripher hohen Hauptkammern in Richtung auf die zentralen Pfeiler sehr niedrig, im Gegensatz zu den Kammern des ventralen Systems, die von der Peripherie an den Umbo mehr oder weniger gleich hoch bleiben. Die niedrigen Dorsalkammern sind in Figur 7 deutlich zu sehen. Die Ventralkammern sind relativ hoch. Die grossen, im Axialschnitt (Figuren 2 und 7) ungefähr dreieckigen, peripheren Teile der Hauptsepten sind jeweils

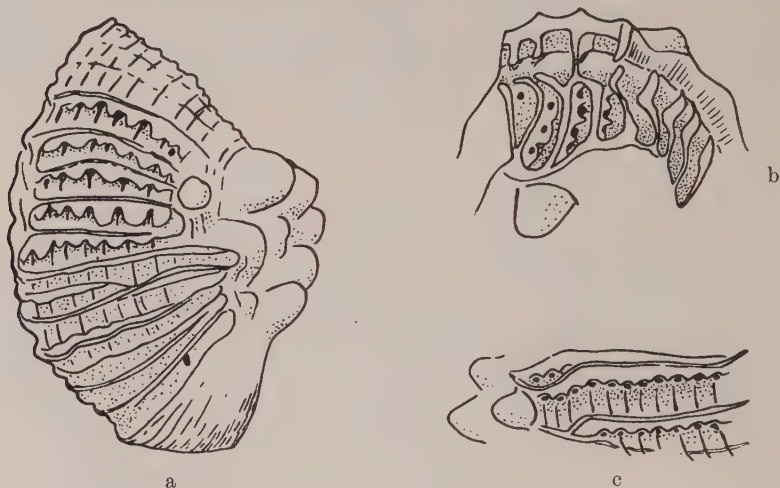


Fig. 3. *Tremastegina senni* (CUSHMAN). Alle 50 $\times$. Murphys Beds, Lok. S. 34 C.

- a) Ventrale Ansicht mit parallelen Rillen und Rippen, gekreuzt von den Ventralsepten. Basale Porenreihen.
- b) Ventro-marginale Ansicht. Ventralsepten mit basalen Poren biegen marginal scharf um.
- c) Ventralsepten mit basalen Poren.

von einer niedrigen, leicht gebogenen und manchmal etwas unregelmässig geformten, länglichen Mundöffnung durchbohrt (Figuren 2, 5 und 7). Die Mundöffnung liegt entweder ganz ventral oder dann ventromarginal, also asymmetrisch in bezug auf den marginalen Teil des Hauptseptums. Sie ist subbasal, kann aber in ihrem dorsalen Abschnitt mehr oder weniger basal liegen und die Aussenwand der vorhergehenden Windung berühren (Figur 7c). Der subbasale Teil des Hauptseptums bildet eine deutliche lippenartige Vorwölbung, die bei leicht ventral verlaufenden Äquatorialschnitten die auffallenden, stark in Wachstumsrichtung vorgewölbten basalen Septenteile liefern (= Gegensepten von BARKER & GRIMSDALE 1936, p. 233). Diese hakenartige Vorwölbung des Dorsalseptums ist auf dessen ventralen Teil beschränkt. Der dorsale Teil des Septums besitzt keine basale Lippe. Es ist deutlich darauf hinzuweisen, dass es sich hier nicht um ein unabhängiges basales Septum handelt, wie man vielleicht aus dem von BARKER & GRIMSDALE benutzten Ausdruck entnehmen könnte, sondern um eine lippenartige Differenzierung des Hauptseptums. Im etwas schräg verlaufenden Äquatorialschnitt (Figur 6) ist die Differenzierung des Hauptseptums gewöhnlich deutlich erkennbar. Neben subbasalen Mundöffnungen mit hakenartigen Lippen im oberen Teil des Schnittes Fi-

Figur 6a und im oberen und unteren Teil des Schnittes Figur 6b sind auch die mehr oder weniger basalen Mundöffnungen ohne Lippenbildung und ganze Septen ohne Mundöffnung geschnitten. Wenn die Mundöffnung nicht mehr getroffen wird, so verläuft der Äquatorialschnitt schon ganz dorsal. Diese Verhältnisse sind auch aus dem Axialschnitt Figur 7c ersichtlich. Ausser durch diese peripheren Mundöffnungen scheinen die Septen des Hauptkammersystems von keinen weiteren Öffnungen durchbohrt zu sein.

Dagegen stehen die Hauptkammern mit den Stellarkammern jeweils durch einen basalen Porus in Verbindung, der offenbar vom Porensystem der Stellarsepten geliefert wird (Figuren 2, 3, 6 und 7c).

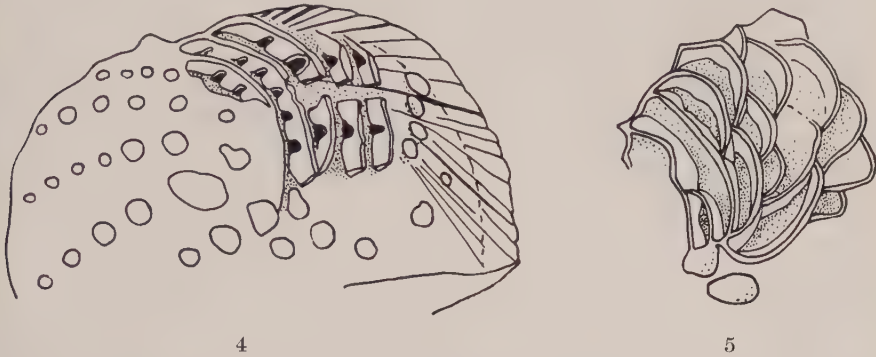


Fig. 4 und 5. *Tremastegina senni* (CUSHMAN). 50 $\times$. Murphys Beds, Lok. S. 34 C.

Fig. 4. Ventralseite mit partiell aufgebrochener Schalenwand. Ventralsepten mit basalen Poren. Kordelartige Skulptur der Marginalpartie. Pfeilerköpfe verlaufen in Reihen, die den Ventralsepten entsprechen. Ventralsepten biegen marginal scharf um.

Fig. 5. Ventralseite mit aufgebrochenen Ventralkammern. Ansatz zu alternierender Kammerung. Die basalen Poren sind nicht sichtbar.

b) Ventralkammersystem

Die in der Höhe mehr oder weniger gleichbleibenden Septen der ventralen Kammern sind von den zentralen Pfeilern ausgehend im allgemeinen zuerst fast radial und biegen dann marginal so stark ab, dass sie zuletzt fast parallel zur Peripherie verlaufen (Figuren 2 und 4). Die ventralen Septen können gebündelt sein (Figur 1). In einigen Fällen wurde beobachtet, dass diese Bündelung von einer ausgesprochenen alternierenden Kammerung abgelöst werden kann, wobei die einzelnen Kammern relativ gross bleiben und durch arcuate Septen gebildet werden (Figur 5). Diese Kammern stehen durch ein basales Porensystem miteinander in Verbindung. Eine ähnliche, aber deutlicher entwickelte Kammerung im Bereiche der Ventralsepten findet sich bei *Eoconuloides wellsii* COLE & BERMUDEZ, die als eine extrem asymmetrische amphisteginoide Form aufgefasst werden kann (COLE & BERMUDEZ, 1944, p. 10, pl. 1, Fig. 4–10).

Die Stellarkammern bleiben durchwegs auf die ventrale Seite der Schale beschränkt.

Die Septen der Stellarkammern sind in erwachsenen Exemplaren von einer Reihe von ungefähr 12 basalen Poren durchbrochen (Figur 3). Der am weitesten peripher liegende Porus verbindet Dorsal- mit Ventralkammer (Figuren 2 und 3).

Durch diese basalen Poren stehen die ventralen Kammern untereinander in Zusammenhang, und nur auf Grund eines solchen Porensystems ist eine alternierende Kammerung, wie sie oben erwähnt wurde, überhaupt erst denkbar. Die Poren liegen immer in den parallelen Rillen der Ventralseite. Im Axialschnitt sind die Poren der ventralen Septen gewöhnlich gut zu erkennen (Figur 7c), während es im Äquatorialschnitt im allgemeinen schwierig ist, sie zu identifizieren.

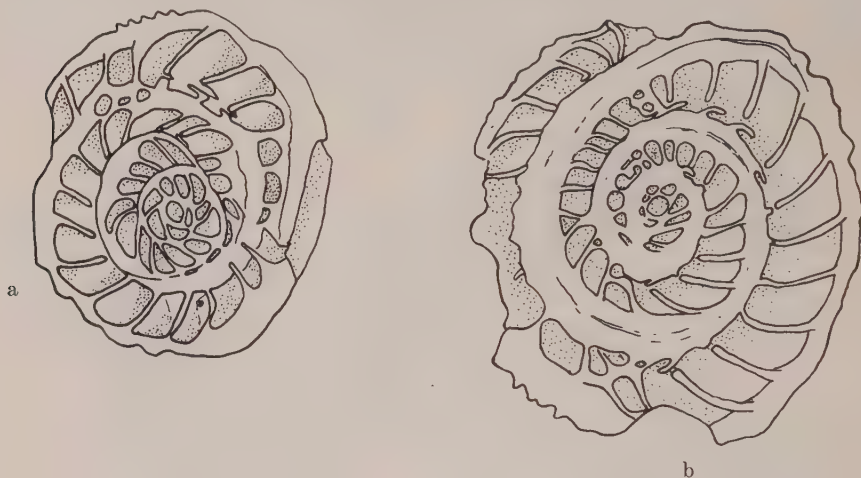


Fig. 6. *Tremastegina senni* (CUSHMAN). Alle 50 $\times$. Murphys Beds, Lok. S. 34 C.

- a) Leicht schräger Äquatorialschnitt. Mundöffnungen mit basalen Lippen (oben), ohne Lippen (links).
- b) Äquatorialschnitt im Durchmesser leicht aus der äquatorialen Ebene gedreht. Oben und unten Mundöffnungen mit basalen Lippen.

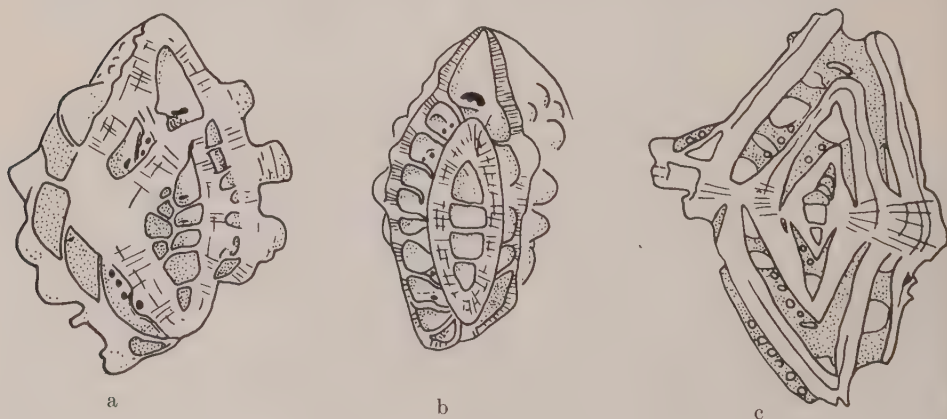


Fig. 7. *Tremastegina senni* (CUSHMAN). Alle 50 $\times$. Murphys Beds, Lok. S. 34 C.

- a) Schnitt parallel zur Achse, fast axial.
- b) Schnitt parallel zur Achse, aber mehr marginal als a).
- c) T.L.L. Cat. No. 45808. Axialschnitt mit runden Poren in den Ventralsepten. Ventro-marginale Mundöffnung der Dorsalsepten.

Dimensionen

a) Äquatorialschnitt

	Exempl. 1	Exempl. 2	Exempl. 3	Exempl. 4
Durchmesser der Schale	1100 μ	920 μ	900 μ	690 μ
Maximaler radialer Durchmesser der Dorsalkammer	230 μ	196 μ	115 μ	125 μ
Maximaler tangentialer Durchmesser der Dorsalkammer	103 μ	92 μ	80 μ	55 μ
Höhe der Mundöffnung	$\pm 10 \mu$	$\pm 10 \mu$	$\pm 23 \mu$	
Dicke der Dorsalsepten	10–25 μ	10–25 μ	10–25 μ	10–25 μ
Dicke der Aussenwand	variiert sehr stark je nach der Schnitt- richtung. Die Messung ist zuverlässiger im Axialschnitt.			
Zahl der Kammern im letzten Umgang .	23	21	23	18
Durchmesser der Initialkammer	46 μ	46 μ	58 μ	34 μ
Anzahl der Windungen	3	3	3	2

b) Axialschnitt

	Exemplar 1	Exemplar 2
Durchmesser der Schale	920 μ	800 μ
Dicke der Schale	690 μ	400 μ
Maximaler Durchmesser der Pfeiler	115 μ	80 μ
Dicke der Aussenwand (zwischen Pfeilern)	$\pm 70 \mu$	$\pm 25 \mu$
Dicke der Ventralsepten	$\pm 23 \mu$	$\pm 10 \mu$
Länge der Mundöffnung	35 μ	46 μ
Höhe der Mundöffnung	—	11 μ
Durchmesser der ventralen Poren	$\pm 10 \mu$	$\pm 10 \mu$
Höhe der Dorsalkammern	$\pm 25 \mu$	$\pm 25 \mu$
Höhe der Ventralkammern	—	$\pm 51 \mu$
Breite der Dorsalkammern	$\pm 35 \mu$	$\pm 35 \mu$
Breite der Ventralkammern	—	$\pm 58 \mu$
Höhe der grössten Dorsalkammer, marginal	81 μ	115 μ

Vorkommen von *Tremastegina senni* (CUSHMAN)

Barbados:

Obere Scotlandformation (Mittlelocaen)

Murphys Beds: S. 34 B, S. 34 C, S. 635

Mittlere Chalky Mount Beds: S. 38, S. 58

Mount All Beds: S. 79, S. 84, S. 90, S. 711, S. 918

zusammen mit folgenden Grossforaminiferen nach Vaughan (1945):

Orbitolinoides senni VAUGHAN

Discocyclus (*Discocyclus*) *anconensis* BARKER

Discocyclus (*Discocyclus*) *harrisoni* VAUGHAN

Discocyclus (*Discocyclus*) *turnerensis* VAUGHAN

Discocyclus (*Discocyclus*) *grimsdalei* VAUGHAN & COLE

Discocyclus (*Asterocyclus*) *barbadensis* VAUGHAN

Discocyclus (*Asterocyclus*) *franki* VAUGHAN

Pseudophragmina (*Proporocyclus*) *perpusilla* (VAUGHAN)

Pseudophragmina (Proporocyclina) schomburgki VAUGHAN
Pseudophragmina (Atheocyclina) jukes - brownei VAUGHAN
Lepidocyclina (Pliolepidina) sp.
 und nach eigener Beobachtung mit
Eoconuloides wellsi COLE & BERMUDEZ (S. 34 C).

Trinidad⁴⁾:

a) In Schichten von unsicherer stratigraphischer Stellung zwischen Paleocaen und Obereocaen:

Charuma, östliche Central Range, T.L.L., Cat. No. 58453. Die Exemplare von dieser Lokalität stimmen äusserlich sehr gut mit *T. senni* von Barbados überein.

Die folgenden Exemplare wurden gemessen:

	1	2	3	4	5
Durchmesser der Schale	1100 μ	1000 μ	1000 μ	690 μ	600 μ
Dicke der Schale	900 μ	440 μ	500 μ	375 μ	325 μ
Max. Durchmesser der Pfeiler ...	180 μ	75 μ	—	62 μ	65 μ

Ein etwas schräg verlaufender Äquatorialschnitt zeigt:

Durchmesser der Schale	920 μ
Zahl der Kammern im letzten Umgang	19
Anzahl der Windungen	3
Durchmesser der Initialkammer	57 μ
Dicke der Dorsalsepten	± 10 μ
Höhe der Mundöffnungen	± 10 μ

b) Ebenfalls in Schichten von unsicherer stratigraphischer Stellung:

Biche, östliche Central Range, Calyx 50 A.

Die Fauna ist entweder aufgearbeitet im Obereocaen, oder ihr Alter liegt zwischen Paleocaen und Obereocaen. Die Zusammensetzung der Begleitfauna und der Erhaltungszustand der Grossforaminiferen gestatten es nicht, die erste Möglichkeit auszuschliessen. Das Material ist nicht so schön erhalten wie dasjenige von Barbados. Die Formen sind sehr stark gerollt und lassen die Aussenmerkmale nur ausnahmsweise erkennen. Die ventrale Ornamentierung vor allem ist selten sichtbar. Neben typischen Vertretern von *T. senni* sind auch Formen vorhanden, die etwas kleiner, flacher und weniger stark gepeilert sind als die Exemplare von Barbados. Es konnte nicht entschieden werden, ob es sich bei den letztgenannten um Tremasteginen handelt. Ein Axialschnitt war äusserst *Amphistegina*-artig und liess keine ventralen Poren erkennen.

Die folgenden Exemplare von *T. senni* wurden gemessen:

	1	2	3
Durchmesser der Schale	750 μ	860 μ	1030 μ
Dicke der Schale	310 μ	460 μ	—

⁴⁾ VAUGHAN bemerkt (1945, p. 49), dass *T. senni* von CUSHMAN in durch H. G. KUGLER gesammeltem Material von Trinidad bestimmt worden ist. Leider war es weder in Trinidad noch in der Sammlung CUSHMAN möglich, die Lokalität festzustellen.

CAUDRI (1948, p. 479) erwähnt die folgenden Fauna von Biche, östliche Central Range, Calyx 50 und 50A:

Miscellanea („*Ranikothalia*“) *antillea* (HANZAWA)

Discocyclina anconensis BARKER

Lepidorbitoides cf. *planasi* RUTTEN

Helicolepidina cf. *spiralis* TOBLER

? *Lepidocyclina* (*Isorbitoina*) sp.

?? *Eulinderina* (oder *Polylepidina* ?) sp. (mit einer langen uniserialen nepionischen Spirale)

Amphistegina sp. (stark gepfeilert, gehört zur Gruppe der *A. lopeztrigoi* PALMER?).

Die neuerliche Durchsicht hat ergeben, dass auch hier *Eoconuloides* aff. *wellsi* COLE & BERMUDEZ, allerdings selten, auftritt.

c) Der Äquatorialschnitt eines in der obereocaenen Mount Moriah Formation (Mount Moriah Boulder Bed) aufgearbeiteten Exemplars gehört möglicherweise zu *T. senni*. Lokalität: Point Bontour, San Fernando, T.L.L. Cat. No. 44003.

Literatur

- BARKER, R. W., and T. F. GRIMSDALE (1936): *A contribution to the phylogeny of the orbitoidal foraminifera with description of new forms from the Eocene of Mexico*. J. Paleont. 10, No. 4.
- CAUDRI, B. C. M. (1948): *Note on the stratigraphic distribution of Lepidorbitoides*. J. Pal. 22, No. 4.
- COLE, W. S. (1942): *Stratigraphic and paleontologic studies of wells in Florida*. No. 2. Florida Dept. of Conservation, Geol. Bull., No. 20.
- (1944): *Stratigraphic and paleontologic studies of wells in Florida*. No. 3. Ibid., No. 26.
- and P. J. BERMUDEZ (1944): *New Foraminiferal Genera from the Cuban Middle Eocene*. Bull. Amer. Paleont. 28, No. 113.
- CUSHMAN, J. A., and R. M. STAINFORTH (1946): *A new species of Amphistegina from the Eocene of Ecuador*. Cushman Lab. Foram. Res., Contr. 22.
- PALMER, D. K. (1934): *Some fossil foraminifera from Cuba*. Soc. Cubana Hist. Nat., Mem., 8.
- ROZLOZNIK, P. (1927): *Einleitung in das Studium der Nummulinen und Assilinen*. Mitt. Jahrb. Kgl. Ung. Geol. Anst. 26, Heft 1.
- SENN, A. (1940): *Paleogene of Barbados and its bearing on history and structure of the Antillean-Caribbean region*. Amer. Ass. Petr. Geol., Bull., 24, No. 9.
- TRECHMANN, C. T. (1925): *The Scotland beds of Barbados*. Geol. Mag., 62.
- VAUGHAN, T. W. (1945): *American Paleocene and Eocene larger Foraminifera*. Geol. Soc. America, Memoir 9, Part 1.
- and W. S. COLE, (1941): *Preliminary Report on the Cretaceous and Tertiary larger Foraminifera of Trinidad, B.W.I.*, Geol. Soc. Amer., Spec. Paper No. 30.

11. — MOSHE AVNIMELECH (Jerusalem): On the finding of Elephas-bones in a boring near Yavneh, Israel. With 1 figure.

In a boring south-west of Yavneh (Yibna), a village west of Ramle, bone-fragments of *Elephas* have recently been encountered at a depth of 74.6–75.2 m. One large fragment appears to be a lower part of an humerus, being 17 cm. broad at its base; the other fragments are too small for morphological determination, but they also belong to leg-bones.

The spot is situated at 1248/1402 of Israelian (Palestinian) grid, some 2 km. south-west of the village of Yavneh, on the west side of the Jaffa-Gaza railway, nearly seven km. from the Mediterranean shore, at a height of approximately 39 m. Some 1½ km. from this point begins the coastal dune-belt. The boring is 90.1 m. deep, e. g. it reaches appr. 51 m. below the sea-level.

The log-samples show in succession the following horizons, arranged in sedimentary micro-cycles:

Sedimentary cycles	Stratigraphy	Marine transgressions	Corresponding glaciations	Prehistoric levels
	+39			
A	Paludinal loamy soil +26.4 Brown clayey sandstone			Modern to Neolithic
B	Sand +15 Sandstone Brown clay sand			Mesolithic
C	Sand & Sandstone	? Flandrian		Aurignacian
Present S.L.	-2.2			
D	-6.7 Red loamy sand Sandst. & pebbles			Mousterian
E	Sandstone ? Fluvial		Würm-Vistula	? Acheulean
	-36.2 Elephas-bones			
F	-42.7 Brown sand Sandstone			? Chellean
G	-51.1 Marine sandstone	Tyrrhenian	Würm-Riss Interglacial	
			Riss-Saale	

Fig. 1. Stratigraphical and correlative representation of the boring near Yavneh (Israel).

- A) 1) +39 to +31 m.: Stiff, grey-black soil of paludinal origin (swamps of the Rubin-river).
 2) to +26.4 m.: Brown-rusty clay-sandstone or sandy clay with some small sandy limonitic concretions; the clay components originate mainly from the above lying swamp, the sand itself is a part of the horizon below.
- B) 3) +26.4 to +17 m.: Yellowish-brown, medium coarse sand with irregular fragments of sandstone, the sand being produced by the disintegration of the sandstone.
 4) to +15 m.: Coarse, yellowish sandstone of continental origin in a state of disintegration into sand, irregularly hollowed.
- C) 5) +15 to +13.8 m.: Brown, sandy-clay soil with some very small irregular calcareous concretions, suggesting accumulation in relatively humid but

- not paludine conditions and probably under moderately hot mean temperature.
- 6) +10.5 m.: Disintegrated dune-sandstone, slightly calcareous, irregularly hollowed or furrowed. Ground-water level at the base.
- 7) -2.2 m.: Irregularly fragmented, possibly by the ground-water, calcareous sandstone of continental (dunes) origin.
- D) 8) -2.2 to -4.1 m.: Rusty to reddish-brown clay-sandstone ("sandy Hamra") with small fragments of alien sandstone and tiny fragments of white chert. The coloration is characteristic of the Mousterian layer, which conclusion may be also supported by the presence of chert fragments.
- 9) -6.7 m.: Whitish-rosy disintegrating sandstone, containing pebbles of alien, hard, brownish sandstone.
- E) 10) -6.7 to -11.3 m.: Irregularly fragmented calcareous sandstone coated or filled with brownish sandy soil.
- 11) -17.1 m.: Hard, compact light-grey sandstone, rich in dark minerals, disintegrating into yellowish sand.
- 12) -18.9 m.: Coarse sandstone in a state of disintegration.
- 13) -26.15 m.: Very porous, coarse, yellowish sandstone, with calcified and worn foraminifera: beach deposits, the sandgrains of which are less fragmented and fresher than the present coastal sand, being evidently nearer in space and/or time to the original sources.
- 14) -27.3 m.: Similar but more porous, calcitic, friable sandstone with quite numerous, very small fragments of limestone (fluvial influence).
- 15) -28.8 m.: Similar to sample 13.
- 16) -34.8 m.: Calcified, partly compact and partly porous light-greyish sandstone disintegrating into yellowish coarse sand.
- 17) -35.6 m.: Hard, compact, light-greyish disintegrating sandstone.
- 18) -36.2 m.: Grey, hard, porous sandstone disintegrating into yellowish sand containing bones of *Elephas* (probably *E. antiquus*).
- The layers from -11.3 m. to -36.2 m. represent near-beach deposits.
- F) 19) -36.2 to -39.6 m.: Brown-yellowish sand with tiny calcareous detritus: continental, eolian-illuvial formation.
- 20) -42.7 m.: Yellowish compact sandstone disintegrating into yellow sand.
- G) 21) -42.7 to -48.3 m.: Disintegrated marine sandstone.
- 22) -49.8 m.: Marine calcareous sandstone with fragments of medium-sized bivalves (*Glycimeris* etc.) and with calcified foraminifera, mainly *Rotalia beccarii*.
- 23) -51.1 m.: The same as above.

The log described here corresponds perfectly with the results obtained by the analysis of two deep borings near Tel-Aviv, presented in a composite section in my recent investigation (to be published in The Proceedings of the International Congress of the Mediterranean Prehistory and Protohistory, Florence and Naples, 18.4. to 2.5. 1950). The marine horizon which ends here at -42.7 m. corresponds in its character and position with the Tyrrhenian transgression. Thus the level bearing *Elephas*-bones is 6.5 m. above the end of the Tyrrhenian. Accordingly, the Tyrrhenian may be correlated with the Riss-Würm Interglacial and the *Elephas*-layer with the lower part of the Würm itself. It may be supposed that the bones belong to an *Elephas* of the group *antiquus* RECKI. The *Elephas*-level itself and the adjacent layers below and above may be expected to contain implements of Acheuléan or

even Chelléan type. This expectation is supported by the petrographically recognized Mousterian-level at -2 m. to -4 m. (some 30 m. above *Elephas*-level). Thus it may be concluded that from the Tyrrhenian up to the present time, the sea-level has risen approximately 43 m. (providing that no differential movements of the surface have occurred, of which no indications are visible here). Exactly the same result was obtained by the analysis of the borings in north and north-east of Tel-Aviv.

Pleistocene *Elephas*-bones were found in several places in Palestine (Hule-lake, Nahariya, etc.), but always at very shallow depths. As far as I know this is the first time that *Elephas*-bones have been found at such a great depth and almost directly above marine Tyrrhenian layers. This fact adds much to the interest of the discovery. Bones of *Bos* sp. were found some 20 years ago during a well-excavation at Gederä (25 km. south of Tel-Aviv) at a depth of some 25 m. The bones were studied by G. E. PILGRIM who determined them as *Hemibos palaestinus* n. sp.¹⁾. According to this author (p. 347)

"the genus *Hemibos* has hitherto been known to occur only in the Pinjor stage of the Upper Siwaliks of India, equivalent to the Villafranchian stage of Europe, placed by some authorities in the Upper Pliocene and by others in the Lower Pleistocene. The Palestine species differs from each of the three Indian species of *Hemibos*, and since it seems to be more progressive than the latter, the possibility of its being of a slightly later age than Villafranchian cannot be excluded".

These considerations are in accord with the geological observations which place the remnants of Gederä (Gederä)-*Hemibos* in a horizon not much above the Tyrrhenians deposits. Thus both the *Elephas* and the *Hemibos* belong to the same stratigraphical level.

Another discovery of a fragment of Ungulate-bone was recently reported from a boring at Gevär-Am, north of Gaza, at a depth of 70 m., most probably from a similar horizon.

I am much indebted to Civ. Eng. WOTČASEK, hydrologist of the Mekoroth Water Co., for handing me the bones and for the valuable informations concerning the boring.

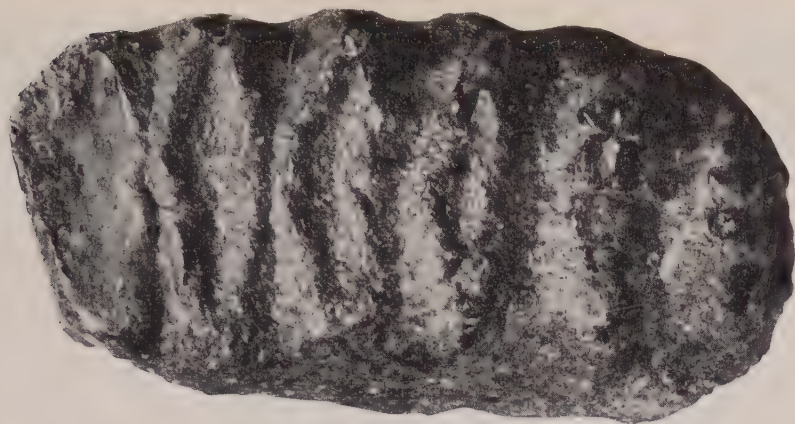
¹⁾ G. E. PILGRIM (1941): *A Fossil Skull of Hemibos from Palestine*, Annals and Mag. of Nat. Hist., [II], 7, pp. 347—360.

12. — G. H. R. VON KOENIGSWALD (Utrecht). Ein Elephant der planifrons-Gruppe aus dem Pliocaen West-Javas. Mit 3 Textfiguren.

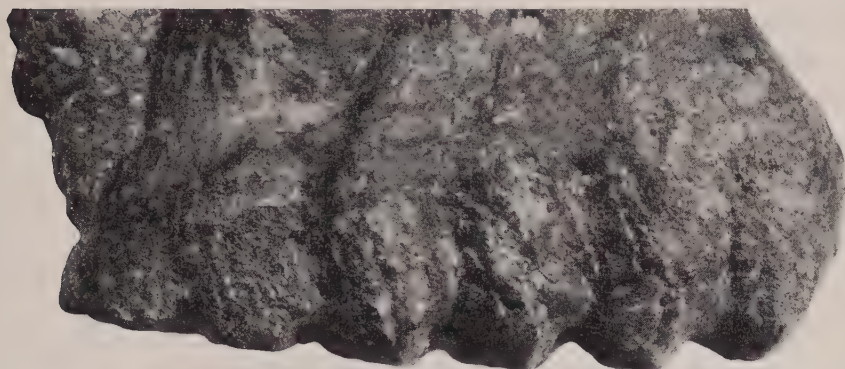
Die Bestimmung isolierter Elefantenzähne ist bei der grossen Variabilität der einzelnen Arten oft mit Schwierigkeiten verknüpft. Bereits 1932 hat v. D. MAAREL von Java einen ersten oberen Molaren vom Tji Pangglosoran als *Archidiskodon planifrons* und ein Kieferfragment von Kali Biuk als ? *Archidiskodon planifrons* bezeichnet; beide Fundstellen befinden sich bei Bumiaju, südlich von Tegal, in West Java, Kali Biuk liegt in den Kali-Glagah-Schichten, Tji Pangglosoran ist ebenso alt oder vielleicht jünger. Diese Schichten repräsentieren wohl das oberste Pliocaen. v. D. MAARELS Bestimmung ist jedoch von OSBORN und DIETRICH angezweifelt worden, die die betreffende Form in die Nähe von *Palaeoloxodon namadicus* verweisen. (Erläuterungen zur Geologischen Karte von Java, Blatt 58, p. 37.)

Aus tieferen Schichten, und zwar aus dem Tji Djulang (alte Schreibweise Tji Djoelang) habe ich selbst einen Elefanten als *Archidiskodon planifrons* bestimmt

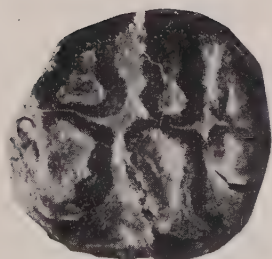
1a



1b



2a



2b



Fig. 1 und 2. *Archidiskodon praeplanifrons* n. sp.

Pliocaen. Tji Djulang bei Rantja, West-Java.

1) oberer letzter Milchmolar (D^4), a) von oben, b) von der Seite gesehen.

2) vorletzter Prämolare (P^3), a) von oben, b) von der Seite gesehen. Natürliche Grösse.

Photo v. KOENIGSWALD, 1939.

(1939, p. 31), und habe mich hierbei durch ein sehr besonderes Merkmal leiten lassen, nämlich durch die Anwesenheit von Prämolaren, die bei dem indischen *planifrons* in drei Fällen beobachtet worden sind und die als typisch für diese Art angesehen werden. Da unser javanischer Fund sowohl phylogenetisch wie stratigraphisch von besonderem Interesse ist, sei er hier näher beschrieben und abgebildet. Leider habe ich den grössten Teil meiner Notizen während des Krieges auf Java verloren, so dass ich nicht auf alle fraglichen Punkte so ausführlich eingehen kann, wie ich gerne möchte.

Unser Fund, der sich in der Sammlung des Geologischen Dienstes von Indonesien in Bandung befindet, trägt die Museumsnummer „Tji Djoelang 10a“ und wurde schon 1935 gesammelt. Er besteht aus zwei isolierten, aber zusammen gefundenen und sicher zusammengehörigen Zähnen, die wohl der linken oberen Kieferhälfte entstammen. Es handelt sich um einen grösseren, 112 mm und einen kleineren, nur 38 mm langen Zahn (Fig. 1 und 2). Beide stimmen, wie ein Blick auf Fig. 3 zeigt, in der allgemeinen Form und den Proportionen deutlich mit dem von FALCONER & CAUTLEY in der „Fauna Antiqua Sivalensis“, Tafel VI, Fig. 4–6 abgebildeten Gebiss von *Archidiskodon planifrons* überein. Dieser aus den indischen Siwaliks stammende Oberkiefer enthält den Keim des ersten bleibenden Molaren, den in der vorderen Hälfte stark ausgekauften letzten Milchmolaren, und davor, jedoch nur auf der linken Seite, einen kleinen Prämolaren. Da dieser vor dem letzten Milchmolaren steht, kann es sich nur um einen dritten Prämolaren (P^3) handeln; in der Literatur wird er oft fälschlicherweise als vierter (P^4) bezeichnet.

Vergleichen wir zunächst die Milchmolaren (D^4). Diese bestehen in beiden Fällen aus 6 Jochen, vorn (und vermutlich auch hinten, hier bei der javanischen Form durch Zement bedeckt) mit einem kleinen, jedoch durch Abkauung verschwundenen Talon. Die Joche zeigen einen wenig ausgesprochenen Sinus, der Schmelz ist dick und leicht gerunzelt. Unser javanischer Zahn besitzt deutlich weniger Zement als der indische; die ersten 5 Joche sind angekauft, das fünfte am wenigsten, während das sechste vollkommen intakt ist. Dieses besitzt vier deutliche Höcker, das davorliegende besitzt deren fünf. Unser Zahn hat eine grösste Länge von 112 mm, eine Breite von 54 mm und am sechsten, nicht abgekauten Joch eine Höhe von ca. 30 mm. Bei der indischen Form sind die entsprechenden Masse: Länge 100 mm, Breite 60 mm, Höhe am sechsten Joch 35 mm. Unser Zahn ist also länger und schmaler, dabei etwas niedriger als der indische.

Der Prämolar der indischen Form ist quergestellt und besteht aus 2–3 undeutlichen Jochen und je einem kleinen Talon vorn und hinten. Zement ist beinahe nicht vorhanden. Der Zahn verschmälert sich stark von hinten nach vorn, seine grösste Länge beträgt 29,5 mm, seine grösste Breite (hinten) 26,5 mm, während er nur etwa 15 mm hoch ist.

Unser javanischer Prämolar dagegen ist grösser und einfacher gebaut, d. h. seine ursprünglichen Elemente sind deutlich auseinanderzuhalten. Er besitzt 3 Querjoche, von denen das hinterste als Talon angesprochen werden muss, die alle drei durch eine Längsfurche geteilt werden. Alle Joche sind angekauft und die Täler dick mit Zement aufgefüllt. Der Umriss ist beinahe quadratisch, mit abgerundeten Ecken. Trotzdem der Zahn stark abgekaut ist, muss er relativ hoch gewesen sein, denn noch jetzt beträgt seine Höhe 22 mm. Ein 50 mm langes Stück einer kräftigen, geraden Wurzel (bei einem Milchmolaren müsste sie geteilt sein) ist noch erhalten geblieben. Die grösste Länge des Zahnes beträgt 37 mm, seine grösste Breite 35 mm.

Wie ein Vergleich zeigt, ist unser Prämolar primitiver als der indische. Er ist primitiver durch seine stattlichere Grösse, das Fehlen des Vordertalons, die deutlich

erkennbaren Querjochs und die Ausbildung einer Längsspalte, die offensichtlich noch auf das *Mastodon*-Stadium zurückgeht.

Dass unser javanischer Elefant in die Nähe des indischen *Archidiskodon planifrons* gehört, ist deutlich. Aber ist er mit diesem identisch? Wir haben soeben einige Merkmale aufgezählt, worin er primitiver ist. Hierzu kommt ferner noch, dass die

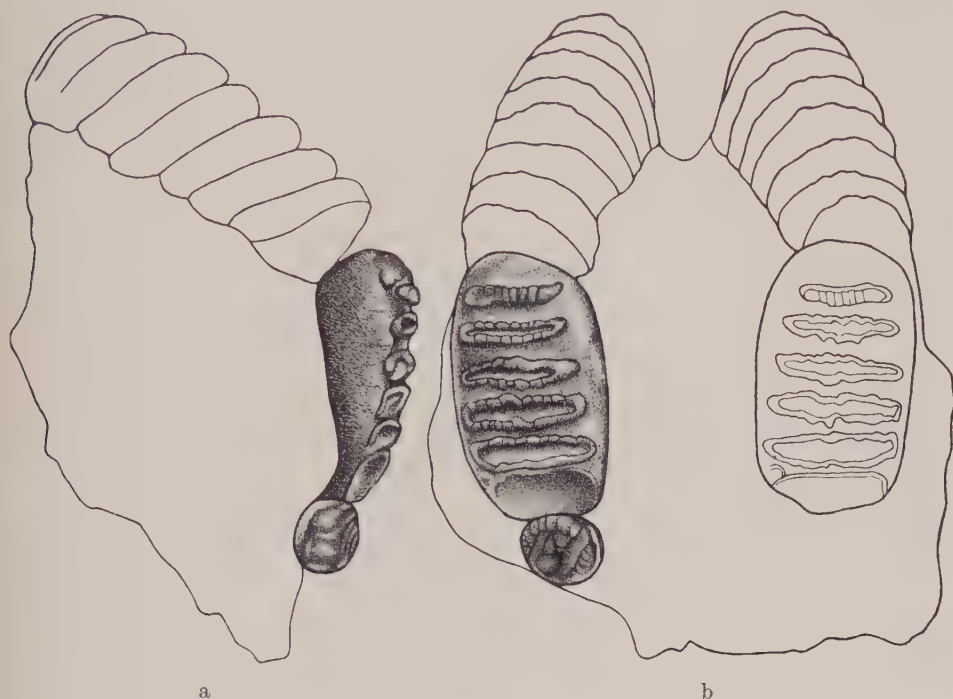


Fig. 3. *Archidiskodon planifrons*, FALCONER & CAUTLEY.

Oberkiefer mit den Keimen der ersten Molaren, den letzten Milchmolaren (D^4) und davor, auf der linken Seite, ein bleibender Prämolare (P^3), a) von der Seite, b) von oben gesehen. Original im

British Museum, London. Umgezeichnet nach FALCONER & CAUTLEY; stark verkleinert.

indische Form im allgemeinen sehr gross ist. Untere letzte Molaren erreichen nach OSBORN eine maximale Länge von bis zu 323 mm, obere einen Höchstwert von 279 mm. Solche grossen Zähne kommen in Java überhaupt nicht vor. Auch sind die indischen Zähne durchaus nicht niedrig; dritte untere Molaren erreichen (nach OSBORN) eine Höhe von 77 mm bis 115 mm.

Die wenigen Elefantenzähne aus den Tji-Djulung-Schichten sind alle viel kleiner und vor allem niedriger als die indischen. Ein letzter unterer Milchmolar oder bleibender erster Molar mit 7 Jochen von Seuseupan bei Cheribon ist hinten nur 36 mm hoch gegenüber 44 mm bei D_4 resp. 73–91 mm bei M_1 des typischen *planifrons* (nach OSBORN, p. 954). Unsere javanische Form steht deutlich noch viel näher bei *Slegodon*. Auch die geringere Grösse darf wohl als primitiv gelten und kann nicht auf Isolierung auf einer Insel (die Java damals sicher noch nicht war) zurückgeführt werden. Zudem ist sie sicher pliocen und damit auch älter als der typische *planifrons* der indischen Pinjor-Zone. Aus diesen Gründen halte ich den Elefanten

der Tji-Djulang-Schichten für eine eigene Art, für die ich den Namen *Archidiskodon praeplanifrons* n. sp. vorschlage. Als Typusexemplar hat das abgebildete Stück, welches sich im Museum in Bandung (Java) befindet, zu gelten.

Die Tji-Djulang-Zone, der unser *Archidiskodon* entstammt, ist s. Z. als Mittelpliocaen bezeichnet und mit der Tatrot-Zone Indiens verglichen worden. Das wichtigste Leitfossil der Tji-Djulang-Fauna ist ein letzter Vertreter der Anthracotheriidae, *Merycopotamus nanus*. Diese Gattung kommt in Indien in der Dhok-Pathan-, der Tatrot- und der Pinjor-Zone vor. Nach COLBERT sind das kleinere *Merycopotamus nanus* und das grössere *dissimilis* synonym (1935, p. 276), doch gibt MATTHEW ausdrücklich an: „specimen from Upper Siwaliks are larger“ (1929, p. 463). Hieraus muss man schliessen, dass die kleinere Form vor allem in den älteren Schichten vorkommt. Alle Funde in der Sammlung des American Museum of Natural History kommen übrigens aus der Dhok-Pathan-Zone und nicht aus höheren Schichten.

Bei der Bestimmung des Alters hatte ich mich 1934 durch die damals von vielen Paläontologen geteilte Ansicht leiten lassen, die Pinjor-Zone Indiens sei ins Ober-, die tiefere Tatrot-Zone ins Mittelpliocaen zu stellen. Inzwischen hat sich überall die Ansicht durchgesetzt, das Pleistocaen mit dem ersten Auftreten von *Equus* und *Elephas* beginnen zu lassen. Damit kommt der Pinjor-Zone, die auch faunistisch ganz dem Villafranchian entspricht, nun ein pleistocaenes Alter zu.

Während COLBERT in seiner grossen Zusammenfassung von 1935 *Equus* und *Elephas* in Indien wohl aus der Pinjor-Zone, aber nicht aus älteren Schichten angibt, hat LEWIS 1937 mitgeteilt, dass er *Archidiskodon* auch in Tatrot gefunden habe. Leider sind seine Funde weder beschrieben noch abgebildet, so dass es nicht deutlich ist, ob hier wirklich *Archidiskodon planifrons* vorliegt. Ferner teilt er mit, er habe nur abgerollte *Hipparion*-Zähne in diesen Schichten gefunden (1937, p. 198). Weiter unten sagt er, nachdem er den Namen „Tatrot-Formation“ für Tatrot- und Pinjor-Zone (im Sinne PILGRIMS) vorschlägt, dass *Equus* in der Tatrot-Formation vorkomme. Ich kann aus seinen Ausführungen nicht ableiten, dass *Equus* auch in der Tatrot-Zone s. str. gefunden worden sei. PILGRIM, der 1938 ausdrücklich für die Selbständigkeit seiner beiden Zonen eingetreten ist, weist nochmals auf das Vorkommen von *Hipparion* in diesen Schichten hin; im Übrigen scheint er LEWIS wegen des Vorkommens von *Equus* in dieser Zone missverstanden zu haben. Wir müssen daran festhalten, dass in der Tatrot-Zone (im Sinne PILGRIMS) wohl *Archidiskodon*, aber nicht *Equus* vorkommt.

Auf diese Frage bin ich hier eingegangen, da es ganz den Anschein hat, dass es auch in Europa eine Zone mit *Archidiskodon*, aber ohne *Equus* gäbe, und zwar im Red Crag Englands. Bei einem Besuch des Museums in Ipswich (Herrn HAROLD E. P. SPENCER bin ich für seine freundliche Leitung sehr dankbar) fand ich dort aus dem Red Crag einige hochkronige Equiden-Zähne, als *Equus* bestimmt – es handelt sich wohl um dieselben, die REID MOIR 1935 als „? *Equus caballus*“ bezeichnet –, die jedoch sicher zu einem hochkronigen *Hipparion*, und zwar zu *Hipparion crassum* oder einer diesem nahestehenden Form gehören. Diese Zähne sind gerollt und sicherlich auf sekundärer Lagerstätte. Anders ist der Erhaltungszustand einiger Elefantenmolaren, die als *Elephas antiquus* bezeichnet waren – und auch mit dieser Bestimmung bei REID MOIR aufgeführt sind –, und die mit dieser Form nichts zu tun haben. Schon OSBORN scheint mit Recht vermutet zu haben, dass sie zu *Archidiskodon planifrons* oder in dessen Nähe gehören könnten. Es sind letzte untere Molaren mit nur 10–11 Jochen; sie sind jedoch kleiner als die des typischen *planifrons* und haben dadurch einen für diesen scheinbar zu hohen Lamellarindex von $5\frac{1}{2}$ (OSBORN, p. 981, Fig. 871, G und H). *Equus* habe ich aus dem Red Crag s. str. nicht

gesehen, wohl aber den Unterkiefer eines grossen *Equus robustus* aus den jüngeren „Chillesford Sands near Southwold“.

Wir müssen hier ernsthaft die Frage aufwerfen, ob Schichten, die kein *Equus* enthalten und einen Elefanten, dessen Zugehörigkeit zum typischen *planifrons* nicht unbedingt gesichert ist, ohne weiteres als Pleistocaen angesprochen werden dürfen. Auf die Verhältnisse im englischen Crag will ich hier nicht eingehen, das soll an anderer Stelle geschehen. Was Asien betrifft, so haben DE TERRA und besonders MOVJUS alle Faunen mit „*planifrons*“ als Pleistocaen bezeichnet. Was die indische Tatrot-Zone betrifft, so scheint mir dies nach den eben gemachten Ausführungen sehr anfechtbar und sicher nicht bewiesen, solange der Elefant noch nicht beschrieben ist. Für Java, wo wie in ganz Südostasien *Equus* fehlt und also nicht als Kriterium gebraucht werden kann, ist die Zuweisung der fraglichen Schichten zum Pleistocaen sicher nicht richtig. Nicht nur ist unser *Archidiskodon praeplanifrons* n. sp. primitiver als das indische *planifrons* und somit augenscheinlich älter, das pliocäene Alter der javanischen Ablagerungen kann unabhängig von der Säugetierfauna auch aus der Molluskenfauna abgeleitet werden. Diese entspricht dem „Cheribonian“ OOSTINGHS und ist deutlich pliocäen. Selbst das höhere „Sondien“ gehört ebenfalls noch ins Tertiär. Eine moderne Übersicht der stratigraphischen Verhältnisse findet sich bei VAN BEMMELEN 1949, p. 109.

Bei einem Vergleiche der Tji-Djulang-Fauna mit der der Tatrot-Zone haben wir uns durch den gleichartigen Charakter beider Faunen leiten lassen: beide enthalten *Archidiskodon*, *Merycopotamus*, *Stegodon*, *Hexaprotodon*, primitive Rinder und Antilopen. Zwischen der Tatrot-Zone und der tieferen Dhok-Pathan-Zone besteht wenig Unterschied, nur fehlt hier der Elefant. *Merycopotamus* ist vorhanden und wohl – man denke an MATTHEWS Bemerkung – in der kleineren Form. Die primitive Form unseres *Archidiskodon* steht nun einer Gleichsetzung der Tji-Djulang-Fauna mit der der Dhok-Pathan-Zone nicht im Wege, nur dass dieses eben in Indien zu fehlen scheint.

Das Vorkommen eines primitiven Vertreters der *planifrons*-Gruppe im Pliocaen Javas macht ein asiatisches Entstehungszentrum der Elefanten wahrscheinlich. Auch das so zahlreiche Vorkommen von Stegodonten, Übergangsformen zwischen *Mastodon* und *Elephas*, in Ostasien, weist ganz in dieser Richtung. Wohl beschreibt OSBORN zwei südafrikanische Formen als *Archidiskodon proplanifrons* und *subplanifrons* und betrachtet sie als Vorläufer des typischen *planifrons* (1942, pp. 986–987), doch sind m. E. diese primitiven Formen zu schlecht bekannt, als dass sich daraus so weitgehende Schlussfolgerungen ziehen liessen. In den letzten Jahren sind seltene Stegodonten im Pleistocaen von Kenya und Uganda beobachtet worden (*Stegodon fuchsi* HOPWOOD und *St. kaisensis* HOPWOOD), so dass es nicht unmöglich ist, dass die von OSBORN beschriebenen Reste ebenfalls zu *Stegodon* zu stellen sind.

Am Schlusse dieser kurzen Arbeit möchte ich noch der Leitung des Geologischen Dienstes in Bandung meinen Dank dafür aussprechen, dass man mir diese interessanten Funde zur Bearbeitung übergeben hat. Diese hätte bereits vor dem Kriege abgeschlossen werden sollen, was jedoch durch die Umstände nicht möglich war. Ferner danke ich Herrn T. A. HOPWOOD und der Direktion des Britischen Museums für die Zustimmung, einige Originalstücke des indischen *planifrons* untersuchen zu dürfen.

Literatur

- VAN BEMMELEN, R. W. (1949): *Geology of Indonesia*. (The Hague.)
 COLBERT, E. H. (1935): *Sivalik mammals in the American Museum of Natural History*. Transact. Am. Phil. Soc. N. S. 26, pp. 1–401.

- FALCONER, H. C. & CAUTLEY, P. TH. (1846-49): *Fauna Antiqua Sivalensis*. (London.)
- HOPWOOD, T. A. (1939): *Themammalian fossils*, in: O'BRIEN, T. P., *The Prehistory of Uganda Protectorate*. (Cambridge 1939) pp. 1-316.
- VON KOENIGSWALD, G. H. R. (1935): *Die fossilen Säugetierfaunen Javas*. Proc. Kon. Ned. Akad. (Amsterdam) 38, pp. 188-198.
- (1939): *Das Pleistocaen Javas*. Quartär, 2, pp. 28-53.
- LEWIS, G. E. (1937): *A new sivalik correlation*. Am. J. Sc. 33, pp. 191-204.
- V. D. MAAREL, F. H. (1932): *Contribution to the knowledge of the fossil mammalian fauna of Java*. Wetensch. Mededeel. Dienst v. d. Mijnbouw, No. 15, pp. 1-203.
- MATTHEW, W. D. (1929): *Critical Observations upon Sivalik mammals*. Bull. Amer. Mus. Nat. Hist. 56, pp. 437-560.
- MOIR, R. (1935): *The age of the pre-Crag flint implements*. Roy. Anthropol. Institute, 65, pp. 343-374.
- MOVIUS, H. L. (1944): *Early Man and Pleistocene Stratigraphy in Southern and Eastern Asia*. Pap. Peabody Mus., Harvard University, 19, No. 3, pp. 1-125.
- OSBORN, H. F. (1936-42): *Proboscidea*. (New York) pp. 1-1675.
- PILGRIM, G. E. (1938): *Are the Equidae reliable for the correlation of the Siwaliks with the Caenozoic stages of North America?* Rec. Geol. Surv. India, 73, pp. 437-482.

13. — JEAN VIRET (Lyon): **Meles thoralis n. sp. du lœss villafranchien de Saint-Vallier (Drôme)**. Avec 6 figures dans le texte

Les blaireaux «vrais» sont des Mustélinés de taille relativement forte, d'allure plantigrade, omnivores, essentiellement confinés en Eurasie. Pocock a déclaré qu'ils n'offraient avec les blaireaux d'Amérique que des ressemblances superficielles, d'ordre adaptatif, n'impliquant nullement des liens de parenté étroits. En conséquence il a proposé de restreindre les Mélinés actuels aux genres *Meles* et *Arctonyx*. La question paraît moins simple quand on fait appel aux formes fossiles.

Des restes de blaireaux se rencontrent sporadiquement dans nos faunes quaternaires. Etant donné les mœurs de ces animaux, il est rare qu'on les rencontre en assez grande abondance dans un même gisement. Celui de Püspöfküldö cependant, a fourni à KORMOS des documents assez nombreux, dispersés aujourd'hui dans diverses collections. Les gisements villafranchiens d'Europe n'avaient pas, à ma connaissance, fourni jusqu'ici, de traces de ce carnassier. Ce n'est pas une des moindres surprises de nos fouilles de 1946-1949 dans le lœss durci de Saint-Vallier, que d'avoir rencontré dans un espace plutôt restreint (150 m² environ), les restes d'au moins sept sujets adultes, à en juger par les seuls crânes.

Dès les premières trouvailles, il apparaissait que les blaireaux à groin, les *Arctonyx*, n'étaient pas en cause; le fossile était bien un *Meles*, pourtant un *Meles* susceptible d'être distingué au premier coup d'œil de l'espèce actuelle, pour peu que les parties expressives de la dentition fussent conservées.

Comme pour bien d'autres carnassiers du gisement, nous n'avons guère recueilli que des pièces du squelette céphalique. Je souligne que ce n'est pas le résultat d'un tri volontaire ou non de la part des fouilleurs, mais d'un tri naturel. Ainsi, il est certain que ces animaux ne sont pas morts dans leurs terriers.

Matériel. QSV 1: Crâne coupé à l'avant, au niveau des canines. — 2: Crâne un peu déformé, avec dentition gauche complète, très fraîche. Type. — 3: Crâne probablement ♀, dont la partie occipitale manque. — 4: Crâne d'un sujet âgé, probablement ♂. — 5: Crâne très incomplet, avec bonne dentition gauche. — 7: Moitié gauche d'une boîte crânienne, bien conservée. — 8: Mandibule gauche complète, portant

C-M₁. - 9: Mandibule gauche, portant P₁-M₁ usées. - 10: Mandibule droite, portant P₁-M₁ usées. - 13: bourgeon dentaire M₁ droite.

Description de *Meles thorali*. Bien que le crâne N° 2 ait été choisi pour type, la description qui suit est fondée sur l'ensemble des documents ci-dessus, qui constituent un hypodigme.

Tout d'abord, l'appartenance au genre *Meles* est incontestable: Le profil de la région fronto-nasale forme une ligne convexe. La voûte palatine osseuse ne se prolonge pas en arrière comme chez *Arctonyx*. L'apophyse angulaire de la mandibule n'est pas, comme chez ce dernier, relevée au niveau de la rangée dentaire.

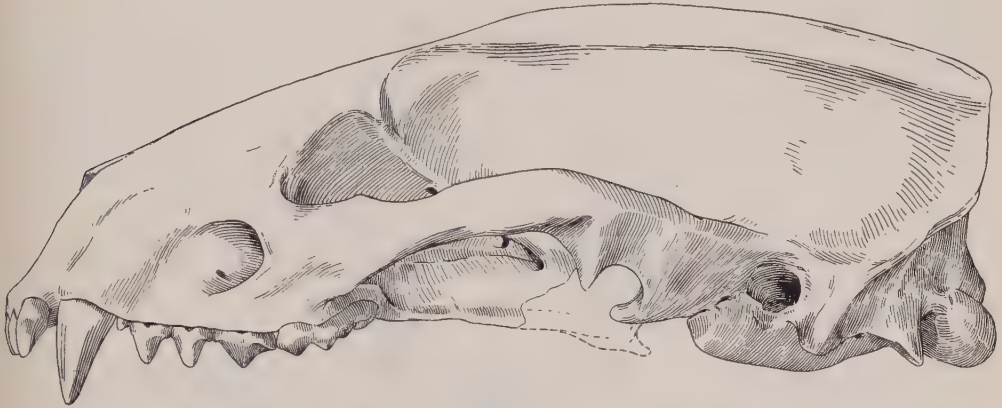


Fig. 1. *Meles thorali* n. sp. St-Vallier. Crâne vu de profil. Reconstitution d'après les exemplaires QSV 1 et QSV 3 Museum Lyon. Gr. nat.

Les *Meles* actuels sont généralement répartis en trois espèces, du reste assez voisines: *Meles taxus* BLUM., d'Europe; *Meles leucurus* HODG., du Thibet et de la Chine; *Meles anakuma* TEMM., du Japon.

Le blaireau de Saint-Vallier atteint sensiblement la taille de *M. taxus*. Sa boîte cranienne ovée, s'enflant doucement dès l'avant, est un peu moins dilatée au niveau des apophyses zygomatiques que chez *M. taxus*. Ses arcades zygomatiques, à plus grand rayon de courbure, sont moins écartées du crâne. Ainsi pour une même distance du basion au bord postérieur de la canine égale à 103 mm., la largeur maxima du crâne au niveau des cavités glénoïdes atteint 83 mm chez *M. taxus* et seulement 75,5 mm. sur notre crâne N° 1. La région fronto-nasale est aplatie au-dessus, comme chez *M. taxus*. Les crêtes frontales saillantes se réunissent en une crête sagittale relativement mince chez les ♀, épaisse chez les ♂, en rapport avec la puissance des muscles masticateurs. Sur le crâne 7 que je suppose avoir appartenu à un ♂ adulte, mais jeune, l'épaisseur minima de cette crête est 4,2 mm; sur le crâne 4 d'un ♂ âgé, la crête va s'évasant de la racine au sommet, elle atteint 11,5 mm de largeur au niveau du rétrécissement post-orbitaire.

Un caractère constant de notre animal réside dans son foramen infra-orbitaire plus petit, d'ouverture moins circulaire, et s'ouvrant plus en avant au-dessus de la carnassière, et non en arrière de celle-ci, comme chez *M. taxus*. Il en résulte que la distance du bord alvéolaire incisif à la racine antérieure de l'arcade zygomatique qui, chez la forme actuelle, égale la plus grande largeur du palais y compris les mo-

lares, est plus petite que celle-ci chez le fossile. La racine orbitaire de l'arcade zygomatique est aussi moins grêle chez ce dernier.

Le palais a les mêmes proportions que chez *M. taxus*, et se prolonge de la même façon en arrière de la série dentaire. Les trous incisifs du fossile s'étendent un peu plus en arrière.

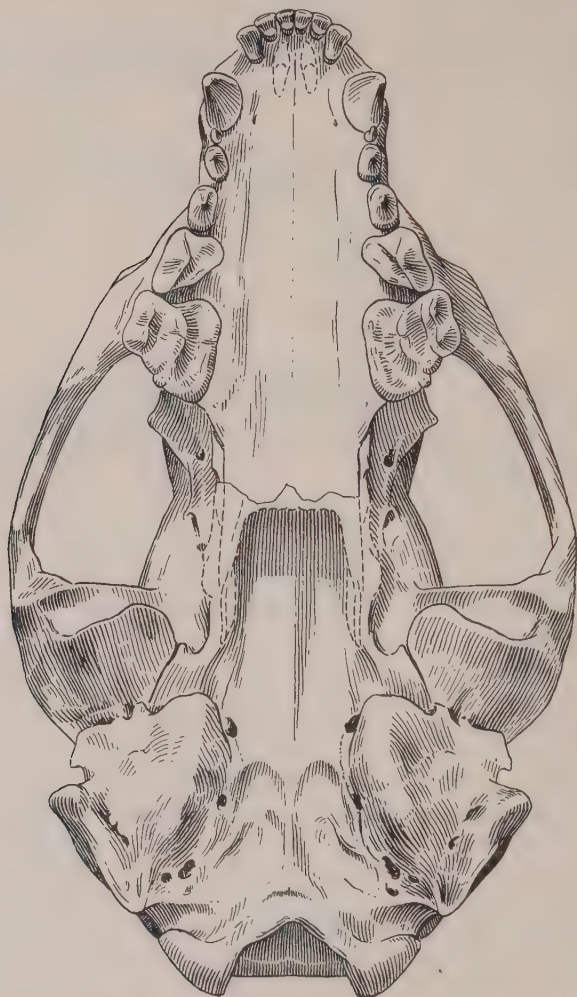


Fig. 2. *Meles thorali* n. sp. St-Vallier. Crâne vu par la face palatine. Reconstitution d'après les exemplaires QSV 1, QSV 2, QSV 7 Museum Lyon. Gr. nat.

Les bulles tympaniques ont un contour subtriangulaire comme chez *M. taxus*; elles sont modérément renflées, avec un abrupt du côté du basioccipital, une pente douce du côté externe, vers le méat auditif. La face interne est cependant un peu plus globuleuse que chez *M. taxus*, sa limite avec la face externe n'est pas marquée d'une crête aussi prononcée. Le foramen postglenoïde est volumineux et s'ouvre comme chez *M. taxus* en avant du conduit auditif externe. En arrière des bulles

s'ouvre le foramen lacerum post. simple, suivi du côté interne par un petit trou condylien. L'apophyse mastoïde est un peu moins longue, moins projetée en avant que chez la forme actuelle; elle prolonge directement la crête lambdoïde et reste appliquée contre le conduit auditif sur la face postérieure au lieu de le recouvrir en partie.

Le foramen magnum a une forme elliptique transverse un peu différente du trou subpentagonal arrondi du blaireau commun. Dans la norma occipitalis, on voit les apophyses mastoïdes prolonger les crêtes occipitales, alors qu'elles divergent plus ou moins chez *M. taxus*.

Voici quelques mesures:

	Crâne 1	Crâne 2 Cr.	Crâne 4
Longueur basion-point alvéolaire antérieur	119,5	119	116,5
Largeur maxima au niveau des cavités glén. . . .	75,5	76	77
Indice (larg. max. $\times$ 100 / long. bas. alvéol.) . . .	63	63	66

D'après les données de MILLER, chez *M. taxus*, l'indice est compris entre 58 et 67.

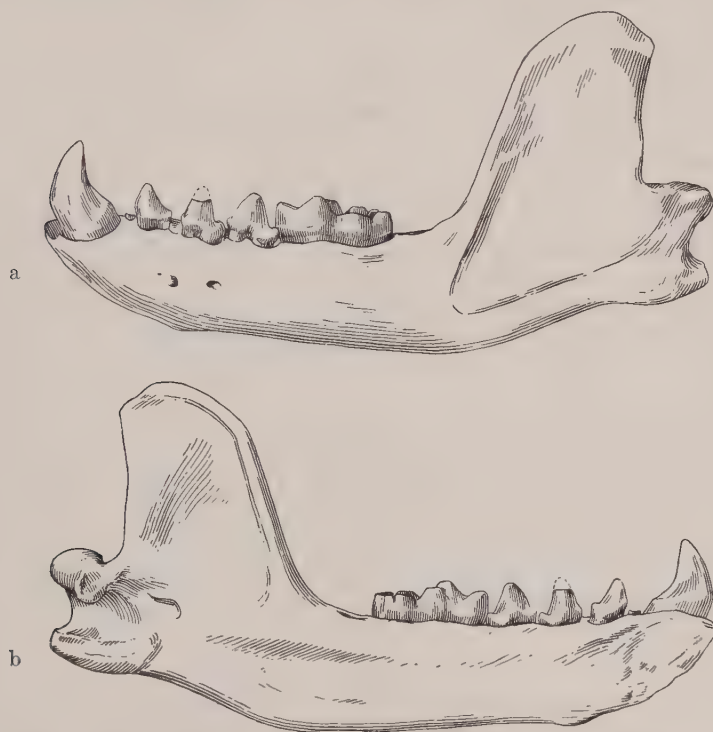


Fig. 3. *Meles thorali* n. sp. St-Vallier. Mandibule gauche, a) face externe, b) face interne.
QSV 8 Museum Lyon. Gr. nat.

La mandibule diffère peu de celle de *M. taxus*. Dans l'ensemble l'os est moins massif, la branche horizontale est un peu moins haute. L'apophyse coronoïde est plutôt longue, un peu couchée en arrière. La fosse du masséter, parfois très creuse (N° 11) s'avance généralement en dessous de M_2 . L'apophyse articulaire est en forme

de cylindre, comme chez *M. taxus*, mais moins développée transversalement et de plus fort diamètre. Ainsi, dans la mandibule n° 8, son diamètre vertical est 6,5 contre 4,8 chez un *Meles* actuel ayant une mandibule de même longueur.

Dentition. Etant donné la concordance dans l'ensemble des caractères crâniens, on peut s'attendre à une grande ressemblance dans la dentition. De fait, le cachet est bien le même. C'est la même faiblesse des incisives sup. médiane et moyenne par rapport à l'incisive externe. Leur surface d'usure est également triangulaire, un peu pincée en arrière. Les incisives fraîches montrent les mêmes cannelures sur la face antérieure. La canine supérieure est courte, plutôt tranchante par son bord postérieur; sa couronne est très droite. Les différences commencent à apparaître avec les prémolaires. D'une façon générale, en haut comme en bas, les prémolaires du *Meles* fossile sont plus courtes, avec une pointe plus élancée. La première est généralement présente aux deux mâchoires, mais c'est une dent vestigiale comme chez l'espèce actuelle. P^2 a sa pointe plus dressée; tandis qu'elle est uniradiculée chez *M. taxus*, elle possède ici deux racines distinctes au maxillaire, et deux racines plus ou moins fusionnées à la mandibule. P^3 possède un bourrelet basal interne mieux marqué. La carnassière supérieure est assurément construite sur le type *Meles*. Elle est courte, mais proportionnellement moins brève par rapport à la série dentaire. La pointe principale (paracône) est un peu plus haute que chez *M. taxus*. Son talon interne est moins massif, davantage projeté en avant; il est bas, plutôt creux, et envoie en avant une petite crête qui va se fondre dans le paracône; en arrière, le bourrelet basal se soulève en un denticule accessoire aussi robuste que chez l'espèce actuelle. Sur les crânes 1 et 3, le bourrelet basal se soulève un peu en pointe à l'extrémité antérieure de la dent. Mais je conviens que ces caractères sont des nuances et qu'ils sont sujets à une certaine variation individuelle. J'arrive maintenant à une distinction formelle: Tandis que chez *M. taxus* la longueur de la carnassière est toujours plus petite que la longueur de la molaire broyeuse mesurée sur son bord externe, sur les six exemplaires de St-Vallier, elle est toujours bien plus grande que celle-ci. Cela tient à deux causes, d'abord au fait que P^4 est un peu plus longue chez notre fossile, ensuite et surtout à ce que M^1 est bien plus courte sur son bord externe.

La différenciation dentaire des *Meles* portant principalement sur le développement de cette tuberculeuse, il est évident a priori que c'est là que les manifestations évolutives sont les plus accentuées; de fait, c'est la forme de M^1 qui m'a sauté aux yeux de prime abord. Chez *M. taxus*, le contour de cette dent s'inscrit dans une sorte de trapèze rectangle. Le bord externe est occupé par deux tubercules coniques plutôt grands et élevés pour une molaire broyeuse. Le paracône est un peu plus fort que le métacône et son bord postérieur s'allonge en crête un peu tranchante. Les deux tubercules internes, protocône et hypocône sont transformés, à l'instar de beaucoup de carnassiers à dents ursoides, en une sorte de crête mousse, dessinant une convexité interne, dont le sommet montre habituellement deux tubercules en avant, protocône et protoconule, et un tubercule en arrière, l'hypocône; ces tubercules se dédoublent parfois et sont d'ailleurs rapidement rasés par la moindre usure. La crête en question part de la base antérieure du paracône et se relie en arrière à un tubercule accessoire assez volumineux, bien conique, mais plus petit que le métacône, c'est un métastyle issu du bourrelet basal. Sa position est quelque peu variable. Tantôt il forme comme un troisième tubercule externe, tantôt il est un peu plus en dedans et comme enveloppé par le cingulum externe. Enfin, à l'intérieur et en arrière, la crête interne est enveloppée d'un volumineux bourrelet basal concave au pied de la crête et se relevant sur le bord de la couronne. L'émail de ce bourrelet est couvert de stries rayonnantes. Il résulte de là que la plus grande longueur de la

dent n'est pas celle mesurée sur le bord externe, mais celle qui est prise au niveau de la crête médiane.

Cette description un peu longue de la tuberculeuse supérieure du blaireau moderne me permet de définir en peu de mots celle de celui de St-Vallier. Les deux tubercules externes sont bien plus rapprochés. Le métastyle, déjà volumineux, est

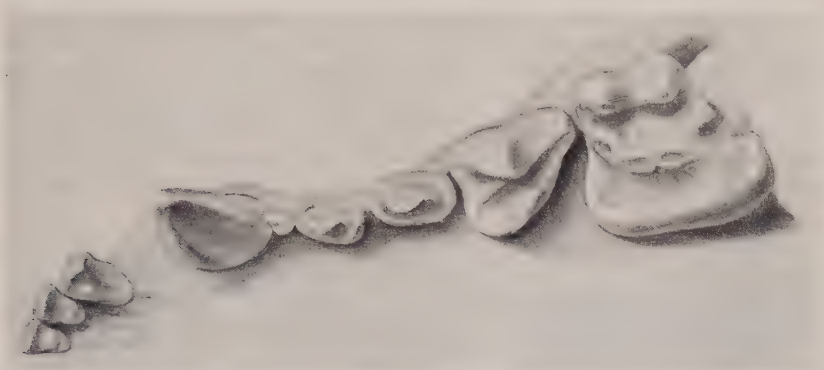


Fig. 4. *Meles thorali* n. sp. St-Vallier. Série dentaire supérieure gauche du crâne type QSV 2 Museum Lyon. 2:1.

plus accolé au métacône et occupe en général une position plus interne; il fait visiblement partie du cingulum. Il en résulte que la dent a son bord externe bien plus pincé, son bord postérieur-externe étant plus ou moins concave, au lieu d'être plus ou moins convexe comme chez *M. taxus*. Le cingulum interne est ainsi plus court et forme un bourrelet mousse un peu différent de la crête vive du blaireau moderne. Il arrive qu'en arrière du métastyle le bourrelet basal donne naissance à un ou deux petits tubercules accessoires.

Cette dent est incontestablement plus primitive, plus proche de la tuberculeuse de certaines *Martes* miocènes chez qui se manifeste déjà une tendance à l'élargissement du talon, dans le sens antéro-postérieur. Elle est sujette à des variations de longueur par rapport à la largeur, comme le montrent les mensurations ci-dessous. Le crâne 4 est remarquable par la brièveté de son M^1 , mais l'usure de la dent atteint ou même dépasse le collet, de sorte que ses dimensions ne sont pas comparables à celles des autres documents; il vaut mieux n'en pas tenir compte.

	Crâne 1	Crâne 2	Crâne 3	Crâne 5	Bâle ¹⁾	Divers <i>M. taxus</i> des coll. lyonnaises			
						1	2	3	4
Plus grande largeur de M^1 au niveau du paracône ..	12,2	12,2	11,8	11,8	12	14	13	12,1	13
Longueur s. le bord externe	9,3	9	8,3	8,9	9,1	12,3	12,3	11,2	12,4
Plus grande longueur	14	13,7	13,6	14,6	14,4	15,8	16	13,9	15,8
Longueur de la carnassière	10,3	9,5	9,4	9,7	10,1	9,5	9,5	9	9,8

¹⁾ Maxillaire conservé au Musée de Bâle.

Chez le *Meles* de St-Vallier, la position du métastyle par rapport au métacône varie très peu, de sorte qu'il est toujours facile de mesurer la longueur de M^1 sur le bord externe, ce qui n'est pas le cas chez *M. taxus* où l'on passe insensiblement du bord externe au bord postérieur. S'il est possible d'en juger sur un aussi petit nombre d'échantillons, la variation de la tuberculeuse porte principalement sur l'allongement du bourrelet interne.

A la mandibule, la dent « expressive » est la carnassière inférieure. On sait que chez *M. taxus*, celle-ci est caractérisée par le développement exceptionnel du talonide. Le trigonide est encore bien développé, et ses trois pointes sont presque d'égale hauteur, par suite de l'abaissement du protoconide. Les deux premières sont assez tranchantes; le métaconide repoussé assez en arrière apparaît comme une grosse pointe conique, avec une face postéro-externe un peu aplatie. Le talonide broyeur est plus large et plus long que le trigonide. Sa dépression médiane s'allonge dans

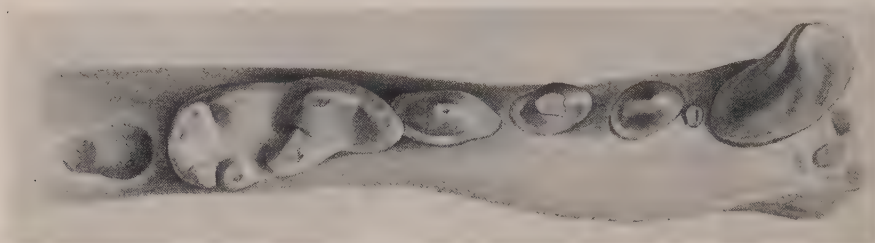


Fig. 5. *Meles thoralis* n. sp. St-Vallier. Série dentaire inférieure gauche, vue occlusale, QSV 8 Museum Lyon. 2:1.

l'axe de la dent; elle est bordée du côté externe par un hypoconide volumineux en forme de cône robuste et allongé, suivi d'un hypoconulide plus faible, mais bien détaché. Du côté interne, un fort entoconide conique se soude à sa base avec le métaconide; il est suivi d'un entoconulide plus petit. La muraille postérieure du talonide qui reste élevée se ferme en arrière par une sorte de crête crénelée, ou, si l'on préfère, hérissée de petits tubercules indistincts qui disparaissent rapidement par usure.

La carnassière du blaireau de St-Vallier se distingue au premier coup d'œil parce que, à l'inverse de *M. taxus*, son trigonide est plus long que son talonide. En 1946, je n'avais récolté que la seule mandibule N° 9, à dentition fortement usée; ce caractère était cependant reconnaissable et m'avait donné à penser que j'étais en présence ou bien d'un cas extrême de la variation chez *M. taxus*, ou bien en présence d'une espèce plus archaïque. Quand on examine la dent de profil par sa face labiale, on est frappé du fait qu'ici protoconide et métaconide dépassent franchement en hauteur le paraconide, lequel d'ailleurs n'est pas plus haut que l'hypoconide. Sur le bourgeon dentaire N° 13 (fig. 6), le métaconide apparaît comme une pointe conique très robuste et mieux détachée à la fois du protoconide et de l'entoconide. Le paraconide est plus tranchant que chez le blaireau commun, et l'hypoconide est plus court; le talonide ne se prolonge pas en arrière de l'hypoconulide. Les tubercules postérieurs sont indistincts, seul l'entoconide est bien marqué. Le bourgeon dentaire en question montre en outre un petit denticule accessoire bas, intercalé entre l'hypoconide et le protoconide. C'est sur la présence de cette minuscule pointe que KORMOS avait créé l'espèce *Meles atavus* pour le blaireau de Püspökfürdő. Mais de même qu'elle n'est pas constante sur la carnassière du blaireau de

Hongrie, de même je pense qu'elle est sans importance sur le fossile villafranchien. Sa présence ou son absence ne peuvent modifier en rien le cachet de la carnassière.

Aucun exemplaire ne m'a fourni de M_2 . C'est la seule dent de notre blaireau fossile qui me soit inconnue. Il est peu probable que cette tuberculeuse inférieure ait été bien différente de celle de *M. taxus*.

J'ai cherché à voir si le rapport longueur $M_1 \times 100$ / longueur totale du bord postérieur de C au bord postérieur de M_1 était différent de celui fourni par *M. taxus*. On sait que chez *Meles leucurus*, d'après GRAY, M_1 est plus longue que l'espace occupé par les trois prémolaires. Le rapport indiqué ci-dessus est de 50 pour le «*M. leptorhynchus*» actuel figuré par MILNE-EDWARDS. Il est seulement de 48 pour le *M. cf. leucurus* du Nihowan figuré par TEILHARD et PIVETEAU. Dans une série de *M. taxus* actuels ou pléistocènes conservés dans les collections lyonnaises, il oscille surtout entre 45 et 48, il atteint exceptionnellement 49. Chez le *Meles* de Mosbach figuré par



Fig. 6. *Meles thoralis* n. sp. St-Vallier. Carnassière inférieure droite, germe. QSV 13 Museum Lyon, a) vue oclusale, b) profil interne. 2:1.

v. REICHENAU (1906), ce rapport est de 46. Sur un exemplaire de *M. meles atavus* de Püspökföld conservé à Bâle, il est de 45. Les trois mandibules du *Meles* de St-Vallier où ce rapport est mesurable donnent 43, 44, 45. C'est dire qu'il est un peu inférieur à celui observé chez *M. taxus* ou égal à sa plus petite valeur. Ainsi un fait se dégage dans l'évolution dentaire des blaireaux, prévisible sans doute, mais cette fois confirmé: M_1 tend à occuper sur la mandibule un espace de plus en plus grand.

Diagnose de *Meles thoralis*. Pour nous résumer, le blaireau de St-Vallier possède tous les caractères craniens essentiels de *Meles*. Ses arcades zygomatiques sont moins écartées, et son foramen infra-orbitaire n'a pas encore atteint la spaciocité qu'on lui connaît chez les *Meles* modernes. La deuxième prémolaire supérieure est biradiculée. Les dents carnassières ont un cachet plus primitif par leurs pointes principales un peu plus hautes, un peu plus tranchantes. Celle du haut est plus longue que la molaire broyeurse qui lui fait suite, la longueur de celle-ci étant mesurée sur le bord externe. Celle du bas a son trigonide plus long que son talonide. La grande molaire broyeurse des blaireaux offre une surface relativement réduite; elle est remarquable par le pincement de son bord externe.

Ainsi dans l'accentuation progressive des traits de *Meles*, la forme de St-Vallier marque une étape. C'est un chronocline qu'il convient de désigner par un nom spécifique. Je dédie cette espèce à mon dévoué collègue MARCEL THORAL, professeur de géologie à l'Université de Lyon.

Rapports et différences

Ce n'est pas la première fois que les paléontologistes pensent être en présence d'une forme ancestrale des blaireaux modernes, comme l'indiquent les noms de *Promeles*, *Palaeomeles*, *Meles taxipater*, *Meles atavus*.

M. atavus KORMOS (1914) est fondé sur un fragment de mandibule avec M_1 bien conservée. Comme je l'ai indiqué plus haut, l'auteur a surtout retenu l'existence d'un denticule accessoire intercalé entre le protoconide et l'hypoconide. KORMOS s'est réjoui de retrouver ce denticule dans la carnassière d'un blaireau holocène de Zsupanek, ainsi que chez un sujet actuel de Bavière. Pour KORMOS, nous sommes en présence d'une évolution par simplification progressive d'une dent plus compliquée à l'origine.

Il semble bien que les faits ainsi présentés sont destinés surtout à illustrer une théorie préconçue de l'évolution dentaire. Il n'est pas possible d'accepter le point de vue de KORMOS, car ce critère de *M. atavus* n'est pas constant dans la population même de Püspöfküldö. Ni la mandibule U. P. 616 du Musée de Bâle, ni le bourgeon dentaire 3322 de l'Université de Lyon, tous deux déterminés par KORMOS lui-même, ne montrent le denticule en question. Sur la mandibule de Gombaszög, figurée par KRETZOÏ (1937-38), ce denticule existe, très réduit.

En fait, si l'on peut observer sur les carnassières du *Meles* hongrois quelques nuances archaïques (un trigonide de cachet un peu plus tranchant, dont la longueur égale sensiblement celle du talonide, la faiblesse du denticule accessoire qui suit immédiatement l'entoconide), la dent en question reste dans les limites de variation de *M. taxus*. Il est probable qu'un examen des tuberculeuses supérieures conduirait à des résultats analogues. On conçoit que dans ces conditions, M. KRETZOÏ, qui cependant ne répugne pas à la création d'espèces nouvelles, ait écrit que „am Unterkiefer des Gombaszöger Dachs, der Grundplan nicht vom recenten *M. meles* zu unterscheiden ist“, et considère la forme de KORMOS comme une simple variété, *Meles meles atavus* (1937-38).

En 1939, j'ai décrit le blaireau du Pliocène de Montpellier, *Meles gennevaxi*, ce qui me dispense d'y revenir en détail. Par son trigonide plus élancé, dont les pointes tranchantes forment du côté interne un angle plus ouvert, cette forme représente une étape encore plus primitive que *Meles thoralis*. Mais il montre aussi que les caractères dentaires, comme les autres, n'évoluent pas avec la même vitesse. Car, si par son trigonide de M_1 , ce blaireau est archaïque, par l'allongement de son talonide il est bien en avance sur l'espèce villafranchienne. Pour cette raison, comme aussi pour sa forte taille, il n'apparaît pas comme un ancêtre possible de *Meles thoralis*; il en reste cependant proche parent. Si ce n'est son père, c'est un cousin. D'autre part, le talon de la carnassière avec ses trois tubercules internes faisant suite au métaconide se montre plus compliqué que celui du blaireau actuel. Seul, le *Meles* cfr. *taxipater* du Pontien de Mongolie décrit par SCHLOSSER (1924) présente une complication analogue du talon, jointe à une taille relativement forte.

Ainsi le développement de la carnassière inférieure des *Meles* apparaît soumis à trois facteurs héréditaires indépendants, l'un en rapport avec l'abaissement général du trigonide, l'autre avec l'allongement du talonide, le troisième avec la multiplication des tubercules de ce dernier, sa complication progressive.

Au Pontien, plusieurs *Mélinés* sont signalés. *Promeles palaealtica* WEITH. est assez bien connu d'après des crânes plus ou moins déformés trouvés à Pikermi. Le crâne type au Musée de Vienne, étudié par WEITHOFER, a fait l'objet d'une révision récente de E. THENIUS. Un crâne mieux conservé, avec sa mandibule se trouve au Musée de Turin, et a été décrit par F. MAJOR. Enfin, au British Museum, dans la collection WOODWARD, il existe deux crânes quelque peu écrasés, minutieusement examinés par PILGRIM. Peu d'espèces ont été pareillement étudiées par des paléontologistes de haute compétence. On pourrait croire que la position systématique de *Promeles* est définitivement établie. Il n'en est rien. Tandis que SCHLOSSER, C. W. ANDREWS, PILGRIM, le regardent comme un Méliné, WEITHOFER, WINGE, F. MAJOR,

E. THENIUS le considèrent comme un Mustéliné proche de *Martes*. MAJOR va jusqu'à proposer de lui rendre le nom de *Mustela palaeattica* sous lequel il avait été primitivement décrit.

Pour ma part, je pense que le profil du crâne, le seul qui ait été donné par MAJOR (1902, vol. I, pl. 7), par son allure ramassée, ses proportions (la boîte crânienne n'est pas plus longue que la face), rappelle davantage un crâne de Méliné. L'orbite n'est pas aussi bas que chez *Meles taxus*, mais pas aussi proche du front que chez *Martes martes*.

Considérons les caractères craniens et ceux relatifs à la dentition. Je suis disposé à admettre avec PILGRIM que certains des premiers: la forme de la bulle tympanique, la présence d'une apophyse mastoïde détachée (visible sur la figure de WEITHOFER), le prolongement du palais osseux en arrière des molaires d'un tiers de sa longueur totale (visible sur la figure de MAJOR), permettent de considérer *Promeles* comme déjà engagé dans la voie des Mélinés. Pour THENIUS, la bulle tympanique du fossile de Pikermi est semblable à celle de *M. joina*. Cependant, la figure de WEITHOFER montre parfaitement l'aplatissement de la face externe, caractère étranger aux *Martes* et en particulier à celles du Miocène. Pour mon confrère de Vienne, le processus paroccipitalis de *Promeles* n'est pas séparé de la bulle par une dépression comme chez *Meles*. A cela je réponds qu'il y a une dépression encore plus marquée sur le crâne de *Martes transitoria* du Vindobonien de la Grive, dont personne ne conteste la position systématique, et dont la bulle est ovoïde. Chez *Martes*, le conduit auditif externe est bien plus court que chez *Meles*, et il est aussi un peu plus reculé en arrière. A en juger par la figure donnée par MAJOR, *Promeles* aurait occupé à ce point de vue une position intermédiaire. Sur l'exemplaire de Vienne, le conduit semble brisé du côté gauche.

En ce qui concerne la dentition, on sait que *Promeles* allie à une carnassière supérieure de *Marte* une tuberculeuse de blaireau ancestral. THENIUS estime que les tuberculeuses des carnivores sont plus sujettes à variation que les carnassières et qu'il convient d'accorder à celles-ci une plus grande valeur systématique. J'en conviens, mais c'est aussi vrai de la carnassière inférieure; or *Promeles* n'a pas une M_1 de *marte*. THENIUS le reconnaît en disant «qu'en dépit d'une ressemblance superficielle, cette dent est simplement une carnassière de *marte* modifiée». Modifiée, oui, mais dans le sens méliñoïde. Sans doute, elle a un cachet archaïque, avec son protoconide très haut, son talonide relativement court, son entoconide accolé au métaconide. Mais nous serions surpris du contraire. THENIUS lui-même note que la canine inférieure de *Promeles* est typiquement méliñoïde par sa forte courbure en crochet.

Néanmoins, PILGRIM a raison de dire que *Promeles* avec sa face encore plus raccourcie que *Meles*, n'est pas l'ancêtre de ce dernier; la forme de P^4 qui n'a pas évolué comme les autres dents, l'atteste. J'ajoute que la tuberculeuse, considérée comme méliñoïde, n'est pas non plus celle qu'on serait en droit d'attendre d'un ancêtre de *Meles thoralis*: Le paracône est bien plus forte que le métacône, comme chez les *martes* miocènes; le métastyle déjà robuste, est venu se loger en arrière du métacône sur la face externe, dans une position qui ne se rencontre que chez des sujets très progressifs de blaireaux modernes.

Si nous admettons que les Mélinés sont des Mustélidés différenciés qui dérivent d'un type archaïque non spécialisé comme le sont encore les *Martes* miocènes, en remontant le phylum des Mélinés avec ses diverses branches, nous devons nous attendre à retrouver des combinaisons où le type originel s'est encore en partie conservé. Il semble paradoxal de vouloir distinguer des Mustélinés méliñoïdes qui ne

pourraient pas être classés comme Mélinés primitifs. E. THENIUS a été frappé de certaines différences entre *Promeles* et les *Meles* actuels, mais quelques unes, par exemple l'exagération du foramen infra-orbitaire, s'atténuent déjà si l'on prend l'espèce villafranchienne pour terme de comparaison. THENIUS parle de convergence entre *Promeles* et les Mélinés. Je crois qu'il serait plus juste de dire qu'il y a eu parallélisme entre un certain nombre de rameaux de Mustélinés qui ont présenté une tendance au raccourcissement du museau, corrélative d'une exagération de la molaire broyeuse. Certains de ces rameaux ont pu disparaître à un stade encore proche des ancêtres mustélin, ce serait le cas de *Promeles*; d'autres, à évolution rapide, se sont éteints également sans descendance, tel *Palaeomeles*. D'autres enfin chez qui la carnassière supérieure s'est raccourcie, conduisent au *Meles* actuel. *M. thorali* est une étape sur ce dernier; il reste à retrouver ses formes ancestrales.

Avec *Melodon* du Pontien de Chine, décrit par ZDANSKY (1924), il semble bien que nous serions de plus près les formes ancestrales des vrais blaireaux.

Comparé au crâne de *M. thorali*, celui de *Melodon* est plus bas, avec des bulles tympaniques à peine plus élargies que chez *Martes*; l'apophyse mastoïde est faible, la pars glenoïdea du temporal moins développée, l'arcade zygomatique vue de profil est plus semblable à celle des martes, le palais osseux moins étendu vers l'arrière. On conviendra volontiers avec ZDANSKY qu'il n'y a là aucun obstacle qui empêche de voir en *Melodon* un ancêtre de *Meles*.

La dentition est fortement méline, peut-être même un peu trop pour un ancêtre pontien direct. P⁴ est déjà très raccourcie, surtout chez *Melodon majori*, espèce à dentition plus évoluée que *M. incertum*. Sa plus grande longueur est, comme chez *M. thorali*, égale à la distance de la pointe du métastyle à l'angle antéro-externe de M¹. Je me demande si le métacône de P⁴, je veux dire son tranchant postérieur, n'est pas déjà plus court chez *M. majori*. M¹ est aussi une dent très progressive. C'est à peine si l'on note par rapport à *M. thorali* un développement moindre du bourrelet interne, notamment du côté antérieur. Mais ce qui frappe surtout, c'est le robuste cingulum qui enveloppe les tubercules externes or, ce cingulum est très faible chez *M. thorali*, il est même absent au niveau du paracône.

La mandibule n'est malheureusement pas connue. Etant donné les caractères mélinoïdes accentués de la dentition supérieure, il est permis de se demander si les mandibules décrites par SCHLOSSER sous le nom de *Meles taxipater* ou cfr. *taxipater* (1903, 1924), n'appartiendraient pas en réalité à une *Melodon*, assurément à une espèce plus grande que celles décrites par ZDANSKY.

En somme, *Melodon* apparaît comme la souche pontienne des *Meles*, mais les espèces actuellement connues semblent déjà un peu trop évoluées sous le rapport de la dentition pour se placer sur le rameau conduisant à *Meles thorali* et *M. taxus*.

«*Meles maraghanus*» KITTL. On sait que le blaireau du Pontien de Maragha décrit par KITTL (1887), n'est pas en réalité un *Meles* vrai. Non pas à cause de la disparition de P¹, mais en raison de la structure de la carnassière supérieure. Celle-ci est une dent courte, au bord externe oblique et coupant, fait d'un fort paracône séparé d'un métacône tranchant et court par une entaille externe. Le talon qui s'attache au reste de la dent par une très large base, n'est pas creux comme chez le blaireau. Il est formé d'un robuste tubercule conique, auquel s'adjoint en arrière un denticule issu du bourrelet basal assez semblable à celui du blaireau. Cette dent est assurément plus proche de la carnassière de *Taxidea* que de celle de *Meles*. Mais, tandis que chez le blaireau d'Amérique la surface de P⁴ est plus grande que celle de M¹, le rapport est inversé chez le carnassier de Maragha qu'il convient donc de ranger avec ZDANSKY dans le genre *Parataxidea* (1924, p. 47).

Aussi bien, la racine antérieure de l'arcade zygomatique du maxillaire type s'accorde mieux avec *Taxidea* qu'avec *Meles*. Le foramen infra-orbitaire petit est situé au dessus de P^4 et non en arrière; l'orbite arrive au dessus de P^4 comme chez *Taxidea*, au lieu de rester en arrière comme chez *Meles*. L'arcade s'élève plus brusquement et diverge davantage du crâne.

Une confirmation de l'absence de *Meles* à Maragha est fournie par le fragment de mandibule figuré par DE MECQUENEM (1925, pl. IX, fig. 2); celui-ci porte une M_1 courte, au trigonide fermé, au talonide dont la muraille externe est faite d'un simple hypoconide. Une telle dent ne saurait avoir appartenu à un *Meles* même archaïque, elle s'accorde assez bien avec les dents correspondantes des *Parataxidea* de Chine.

PILGRIM (1931, p. 48) a décrit un «*Meles maraghanus*» de Samos qu'il attribue aussi à un *Parataxidea* compris dans un sens un peu plus large que celui de ZDANSKY. La forme de Samos par ses caractères dentaires, notamment par les proportions relatives de P^4 et de M^1 se rapprocherait des *Meles* primitifs, tandis que ses caractères craniens rappelleraient davantage *Taxidea*.

Ainsi les divergences anatomiques profondes qui opposent aujourd'hui *Meles* à *Taxidea* ne sont pas irréductibles. *Parataxidea*, sans être exactement intermédiaire entre les deux, montre une combinaison de leurs caractères respectifs et suggère l'idée d'un ancêtre commun.

Vindobonien. Le gisement d'Hostalets de Pierola a fourni à MM. DE VILLALTA et CRUSAFONT les restes, malheureusement trop fragmentaires, d'un Méliné authentique, *Palaeomeles*. Après avoir pensé d'abord que ce dernier appartenait à la lignée ancestrale des *Meles*, j'avoue croire aujourd'hui qu'il représente un rameau latéral précocement spécialisé et de courte durée. *Palaeomeles* possède en effet une tuberculeuse supérieure déjà énorme, bien plus longue que la carnassière, et offrant son maximum de longueur sur le bord externe. Paracône et métacône, sensiblement égaux, sont très écartés l'un de l'autre, contrairement à ce qui s'observe chez *Meles*. A n'en pas douter, un ancêtre miocène possible de *M. thorali* devait avoir une tuberculeuse bien différente, bien plus proche de celle de *Martes*. La carnassière inférieure est, elle aussi, une dent extraordinairement longue, qui devait occuper sur la branche horizontale un espace relatif pour le moins égal à celui des *Meles* récents.

Le très grand intérêt de ce genre est de montrer que la lignée des blaireaux est plus ancienne qu'on ne le supposait il y a quelques années, et qu'elle n'est pas linéaire, mais buissonnante.

Sansan a fourni à LARTET une mandibule d'un Mustélide que cet auteur a qualifié de *Taxodon sansaniense*. Cette pièce a été figurée par GERVAIS (1859, pl. 23, fig. 1) sous le nom de *Mustela taxodon*. Plus tard, SCHLOSSER a rapporté l'espèce en question au genre *Trochictis* créé par v. MEYER pour *Trochictis carbonaria* des lignites de Kämpfnach. FILHOL a suivi SCHLOSSER sans apporter de document nouveau, et a dénommé l'animal *Trochictis taxodon*. En 1936, ayant moi-même fouillé à Sansan, j'ai recueilli une mandibule droite, également brisée en arrière de M_1 , dont la dentition est un peu plus usée que celle du type de LARTET, et qui offre cependant l'avantage d'avoir conservé sa canine à la pointe brisée. La taille ne dépasse celle du type que de façon insignifiante.

D'autre part, en 1933, ayant acquis une idée précise du genre *Trochictis* grâce au travail de H. HELBING (1927) et aux documents de la Grive voisins de l'espèce de Kämpfnach, j'ai écrit (l. c. p. 25) que j'écarterais résolument de *Trochictis* tout ce qui a été décrit sous le nom de *T. hydrocyon*, *T. Gaudryi*, et il faut ajouter *T. taxodon*.

Si je compare l'espèce *Taxodon* de Sansan aux *Trochictis* de la Grive, je constate les différences suivantes, malgré l'identité de la taille: La branche horizontale de la

mandibule est plus haute chez le premier. Les prémolaires n'ont pas la même allure; celles de *Trochictis* ont une pointe principale plus élancée et plus tranchante; sur des dents fraîches, les bords postérieur et antérieur sont convexes, le bourrelet basal se relève en avant en un petit denticule bas. Au contraire, celles de *Taxodon*, spécialement P_4 , ont une pointe principale plus grêle, aux bords antérieur et postérieur concaves; le bord antérieur n'est pas tranchant et le bourrelet basal n'y forme pas de denticule. Vues par dessus, P_3 et P_4 se montrent fortement dilatées en arrière, alors qu'elles s'amincissent légèrement chez *Trochictis*. Les carnassières ne sont pas moins différentes: *Taxodon* a un trigonide plus massif, avec un paraconide plus court, bien moins détaché du métaconide; la dent n'est pas étranglée entre trigonide et talonide. Ce dernier est un peu plus long que chez *Trochictis*. Il est surtout bien plus méliinoïde avec sa vallée longitudinale entre deux rangées de tubercules: deux externes où domine l'hypoconide et trois internes en continuité avec le métaconide; un quatrième tubercule ferme la vallée en arrière. Chez *Trochictis*, l'hypoconide est tranchant, son versant interne descend progressivement vers le bord lingual de la dent où se dresse le cingulum interne souvent un peu découpé par de fines entailles sur des dents fraîches. La canine de *Taxodon* est plus forte; elle est lisse et semble avoir été moins recourbée en crochet que celle de *Trochictis*. De pareilles différences ne sont sans doute pas limitées à la mandibule. Malheureusement les crânes de *Trochictis* font défaut jusqu'à présent, aussi bien que ceux de *Taxodon*.

Dans l'état actuel de nos connaissances, il me semble légitime de reprendre pour l'espèce de Sansan le vieux nom de LARTET. *Taxodon sansaniensis* paraît déjà un Méliné vrai, tandis que *Trochictis* est une forme moins typiquement différenciée, aux caractères plus ambigus, à la fois lutroïdes et méliinoïdes, encore que les seconds l'emportent sur les premiers. Cependant, *Taxodon* est un Méliné resté très archaïque par la non-réduction de ses dents jugales antérieures, et par sa carnassière relativement petite.

Puissent ces quelques indications servir un jour à la reconstitution de la phylogénie des Mélinés.

Ouvrages cités

- GERVAIS, P. (1859): *Zoologie et Paléontologie françaises*. 2e éd.
 HELBIG, H. (1927): *Zur Definition des Genus Trochictis*. Ecl. geol. Helv. 20, N. 2.
 KITTL, E. (1887): *Beiträge zur Kenntniss der fossilen Säugetiere von Maragha in Persien*. Ann. k. k. naturhist. Hofmus. 2, Wien.
 KORMOS, T. (1914): *Drei neue Raubtiere aus den Präglazial-Schichten des Somlyöhegy bei Püspökföld*. Mitt. Jb. kgl. ungar. Reichsanst., 22, H. 3.
 KRETZOI, M. (1937/38): *Die Raubtiere von Gombaszög nebst einer Übersicht der Gesamtfauna*. Ann. Mus. Nat. Hungar., 31.
 LARTET, E. (1851): *Notice sur la colline de Sansan*.
 MAJOR, F. ((1902): *On Mustela palaeattica from the upper Miocene of Pikermi and Samos*. P. Z. S., London, 1, p. 109.
 MECQUENEM, R. DE (1924/25): *Contribution à l'étude des fossiles de Maragha*. Ann. Paléont. Paris, 13-14.
 MILNE-EDWARDS, H. (1868-74): *Recherches pour servir à l'histoire naturelle des Mammifères*. Paris, Masson.
 PILGRIM, G. E. (1931): *Catalogue of the Pontian Carnivora of Europe*. London.
 REICHENAU, W. v. (1906): *Beiträge zur näheren Kenntnis der Carnivoren aus den Sanden von Mauer und Mosbach*. Abh. gr. hess. geol. Landesanst. Darmstadt 4, H. 2.
 SCHLOSSER, M. (1903): *Die fossilen Säugetiere Chinas*. Abh. bayr. Akad. Wiss. 12.
 — (1924): *Tertiary Vertebrates from Mongolia*. Pal. Sinica [C] 1, 1.
 THENIUS, E. (1949): *Über die systematische und phylogenetische Stellung der Genera Promeles und Semantor*. Sitz.-Ber. österr. Akad. Wiss., Abt. I, 158, H. 4.

- VILLALTA & CRUSAFONT (1942): *Los vertebrados del Mioceno continental de la cuenca del Vallés-Panadés*. Bol. Inst. Geol. y Min. de España, 56, ser. 3, Madrid.
- (1944): *Nuevos Carnívoros del Vindoboniense de la cuenca del Vallés-Panadés*. Notas y Comun. Inst. Geol. y Min. de España, N° 13, Madrid.
- VIRET, J. (1933): *Contribution à l'étude des Carnassiers miocènes de la Grive St-Alban*. Trav. Lab. géol. Fac. Sci. Lyon, fasc. 21, Mém. 18.
- (1939): *Monographie paléontologique de la faune de Vertébrés des Sables de Montpellier*. III.: *Carnivora fissipedia*. Id. fasc. 37, Mém. 2.
- WEITHOFER, A. (1888): *Beiträge zur Kenntnis der Fauna von Pikermi bei Athen*. Beitr. Palaeont. Oesterr.-Ung. u. Orients. 6, H. 3, Wien.
- ZDANSKY, O. (1924): *Jungtertiäre Carnivoren Chinas*. Pal. Sinica [C] 2, fasc. I, Peking.

14. — F. ED. KOPY (Bâle): Les dimensions minima et maxima des os longs d'*Ursus spelaeus*.

Les premiers auteurs qui, comme CUVIER, ont étudié les ossements de l'ours des cavernes, n'ont pu donner que des renseignements insuffisants sur leurs dimensions, car ils ne disposaient que de pièces incomplètes. Les crânes et les os longs ont d'abord naturellement attiré l'attention et d'autres parties du squelette ont été négligées. C'est seulement ces dernières années que STEHLIN a donné une étude exacte des métapodes et des phalanges, ainsi que de l'appareil hyoïdien, et qu'EHRENBERG s'est occupé des côtes et de la colonne vertébrale. Longtemps les auteurs n'ont donné que les dimensions maxima des os et n'ont rien dit des petites dimensions. Le splendide atlas de SCHMERLING a contribué à faire croire que les ours des cavernes étaient tous des géants. BORISSIAK a ultérieurement décrit une forme plus petite adaptée à la steppe et EHRENBERG une «alpine Kleinform» de Salzofen.

Disposant d'un assez grand nombre d'ossements tout à fait intacts d'ours des cavernes du Jura, nous avons pu constater que, dans notre matériel, certaines dimensions sont dépassées en grandeur et que la plupart des minima indiqués par les auteurs ne sont pas les plus petites dimensions qui existent.

Nous publions ci-dessous le tableau de SCHMERLING, qui se rapporte à des gisements belges des environs de Liège et celui d'EHRENBERG. Ce dernier tableau comprend parmi les grandes pièces celles qui proviennent de deux cavernes belges et de Mixnitz et de Winden, les plus petites étant celles de son «alpine Kleinform». En regard, nous donnons les dimensions des ossements des cavernes du Jura, principalement de la région du Doubs. Parmi les pièces mesurées par SCHMERLING il y a aussi celles de son *U. giganteus*, qui n'est autre chose qu'un grand *U. spelaeus*.

	SCHMERLING	EHRENBERG	KOPY
Humérus en mm	320-500	356-471	351-480
Cubitus	305-400	330-420	299-441
Radius	290-334	287-357	265-376
Fémur	395-500	391-500	394-540
Tibia	270-320	267-310	255-342
Péroné	240-300	233-299	225-312

On remarquera que presque toutes les dimensions extrêmes se trouvent dans nos chiffres. Le fémur de 540 mm constitue une exception remarquable. Il se trouve dans la collection ST. BRÖCKELMANN et provient de la caverne de Gondenans-les-Moulins. D'une façon générale, si l'on désigne par 100 le plus grand os, le plus petit comporte environ 70%, ce qui donne une très grande variabilité spécifique. Il est à peine besoin de préciser que tous nos ossements présentent les caractères morphologiques de l'espèce speléenne, et qu'une confusion avec l'ours brun n'est pas admissible.

15. — F. ED. KOBY & ERNST FRITZ (Bâle): Les proportions des métacarpiens et des phalanges de la main d'*Ursus spelaeus*.

Ayant pu extraire de la caverne de Gondenans-les-Moulins (Doubs) une patte antérieure entière à laquelle il ne manquait que l'os crochu, il nous a paru intéressant de faire une étude des proportions des différents éléments et de comparer la patte spéléenne à celle de l'ours brun actuel. C'était d'autant plus indiqué qu'on n'est pas très bien informé sur ce sujet et que les pattes compilées d'ours des cavernes se permettent certaines fantaisies. Le squelette d'un grand ours de Wildkirchli, qui est censé provenir d'un seul individu, ne fait pas exception à cette constatation. Il y a eu des confusions dans son montage et seuls les paléontologistes qui ne l'ont jamais vu peuvent le prendre au sérieux.

La patte de Gondenans provient d'un individu très fort et présente les caractères spéléoïdes typiques. Celle de l'ours moderne est fournie par un animal de forte taille, qui avait exactement quatre ans. Il est à peine nécessaire de préciser que, chez ce dernier, si les longueurs peuvent atteindre et même dépasser celles de l'ours des cavernes, l'épaisseur des os est toujours sensiblement plus faible.

Rayons	I	II	III	IV	V
	mm	mm	mm	mm	mm
Métacarpiens					
<i>U. spelaeus</i>	71	87	94	97	97
<i>U. arctos</i>	76,5	84	87	90	90
Premières phalanges					
<i>U. spelaeus</i>	48,4	51	51	53,6	53
<i>U. arctos</i>	50,5	44,5	44	45	45
Deuxièmes phalanges					
<i>U. spelaeus</i>		35,2	36,5	37	33
<i>U. arctos</i>		33,5	34	34	31
Troisièmes phalanges					
<i>U. spelaeus</i>	44,2	46,3	51	48,1	47,3
<i>U. arctos</i>	54	53	54,5	48	47

On remarquera qu'au pouce nous avons désigné la phalange unguéale comme troisième phalange, phalangette, parce qu'elle a tout à fait le type de la troisième phalange, phalangette, des autres rayons, bien qu'en anatomie humaine elle soit nommée communément deuxième phalange.

On remarquera, en ce qui concerne les métacarpiens, que chez les deux espèces, au contraire de l'homme, les longueurs décroissent en allant des cinquième, quatrième, au troisième doigt. Le métacarpien du premier rayon est considérablement plus court que celui du cinquième rayon, principalement chez l'ours des cavernes. Il y a là un caractère différentiel important, que VON SIVERS attribue à une plus grande spécialisation de l'espèce spéléenne. On peut toutefois objecter à cette opinion, que chez l'*U. etruscus* dont on fait dériver *U. spelaeus* par l'intermédiaire d'*U. deningeri*, ce caractère semble déjà exister. A une patte postérieure authentique du musée de Bâle de l'ours étrusque du Val d'Arno, le premier métatarsien ne comporte que 70% de la longueur du cinquième. Or, la patte antérieure se comporte sous ce rapport comme la postérieure. Chez l'ours de Gondenans la proportion est de 73% et chez l'*arctos* choisi comme comparaison, de 85%. Notons enfin que chez les ours modernes cette proportion varie largement, et que nous avons trouvé des chiffres allant de 73 à 89%.

En ce qui concerne les phalanges, on constate une différence curieuse entre les deux espèces d'ours. Dans l'espèce spéléenne la plus courte phalange est placée au

premier doigt, alors que dans l'espèce brune le pouce porte justement la plus longue de toutes.

Le comportement des phalangines est sensiblement le même dans les deux espèces et ne se prête pas à des considérations particulières.

Mais aux troisièmes phalanges (phalangettes) on se trouve de nouveau en présence d'un fait inattendu: si dans les deux espèces la plus longue phalange unguéale se trouve au troisième doigt, la plus courte se place chez *U. spelaeus* au premier doigt et chez *U. arctos* au cinquième.

L'extrême brièveté du pouce chez l'ours des cavernes s'explique donc par le fait que, comme chez l'ours brun, le métapode est le plus petit de la série et qu'il n'a que deux phalanges, et que ces deux phalanges sont aussi les plus courtes de la série, et cela de plusieurs millimètres. Il est donc probable qu'il ne s'agit pas d'un caractère individuel, mais d'une particularité de l'espèce qu'il n'était d'ailleurs pas possible de prévoir. Il sera intéressant de contrôler ces observations à la lumière de nouvelles trouvailles authentiques.

Dans son travail sur Cotencher STEHLIN a étudié de façon très critique et approfondie les caractères distinctifs morphologiques des différents éléments de la patte de l'ours des cavernes. Notre patte authentique montre que cet illustre paléontologiste avait prévu avec beaucoup de sagacité la juste disposition topographique des différents éléments de la patte, sauf pour les phalangettes, sur lesquelles il s'exprime ainsi: «Chez les ours récents la griffe du troisième doigt est la plus longue de toutes et celle du cinquième la plus courte. Celle du pouce est intermédiaire entre cette dernière et celles des doigts II et IV, qui égalent presque celle du troisième. Les griffes du premier et du deuxième doigt ont la face radiale plus bombée que la face cubitale et la pointe légèrement tournée du côté cubital; celles des doigts V, IV, III montrent, à des degrés décroissants, la disposition inverse. Jusqu'à preuve du contraire, je pense qu'on peut admettre que, chez l'ours des cavernes, les troisièmes phalanges se comportent de même ...» Justes en partie, en ce qui concerne la plus longue phalangette, ces assertions ne se vérifient pas au sujet de la plus petite phalangette, qui se trouve, sur notre patte spéléenne, non pas au cinquième doigt, mais au pouce. Si la chose se confirme, il y aura là un nouvel élément de diagnostic différentiel entre les deux espèces d'ours.

16. — EMIL KUHN (Zürich): Über zwei Fische aus der Trias von Perledo am Comersee. Kein Manuskript eingegangen.



Abb. 1
Calamites gigas BGT.;
Bifertengrätli; *Slg. Escher E 6*.



Abb. 2
Calamites gigas BGT.;
Tödi, 651.



Abb. 3
Asterophyllites equiseti-
formis SCHL.
forma schlotheimi JONGM.;
Bifertengrätli; *Slg. Weber 29*.

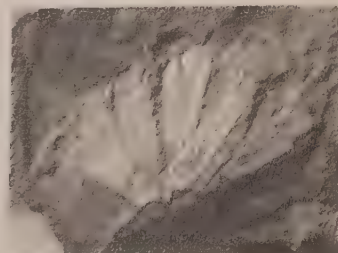


Abb. 4
Sphenophyllum majus BRONN;
Bifertengrätli; *Slg. Escher E 17*.



Abb. 5
Lepidofloyos cf. laricinus STERNB.;
Bifertengrätli; *Alte Sammlung 115*.

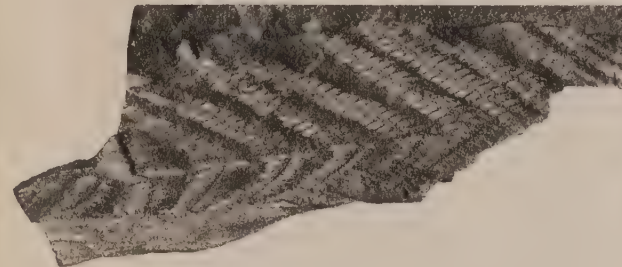


Abb. 9
Pecopteris arborescens SCHL.;
Bifertengrätli; *Slg. Weber 1*.

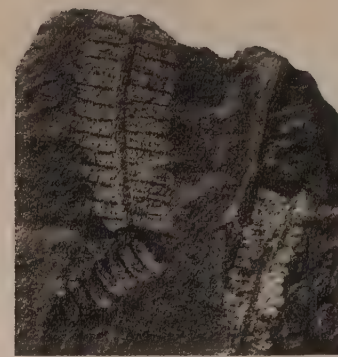


Abb. 7
Pecopteris, Gruppe *cyathea* SCHL.
(Pécoptéridées cyatheaeformes
de P. BERTRAND)
Bifertengrätli; *Slg. Weber 16*.

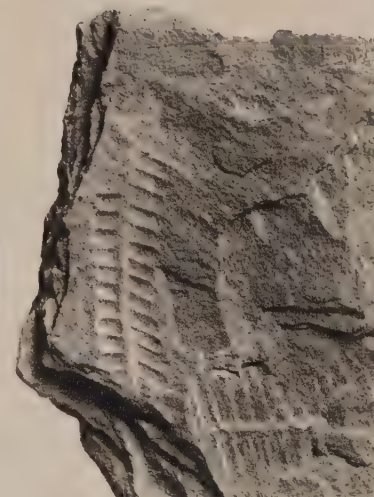


Abb. 8
Pecopteris cf. candolleana BGT. mit
länglichen einigermassen spitzen
Fiederchen;
und *P. cf. cyathea* SCHL., mit
kürzeren, stumpfen Fiederchen;
Bifertengrätli; *Alte Sammlung 101*.

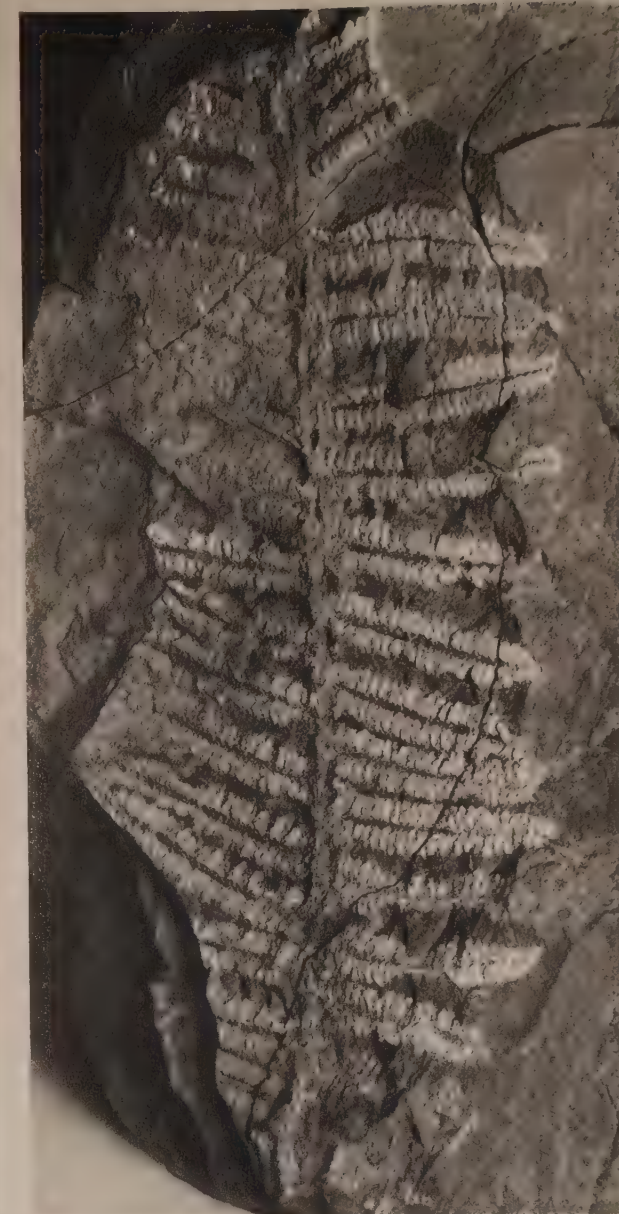


Abb. 6
Pecopteris, Gruppe *cyathea* SCHL. (Péco-
ptéridées cyatheaeformes de P. BERTRAND)
Bifertengrätli; *Slg. Weber 2*.



Abb. 10
Pecopteris cf. pennaeformis
BGT. (cf. auch *P.*
miltoni ARTIS);
Arbignon, 1000.



Abb. 11
Pecopteris pluckeneti STERNB.;
Arbignon, 589 (vgl. mit Taf. 1, f. 15,
bei ROTHPLETZ).



Abb. 12
cf. *Linopteris* cf. *muensteri* EICHW.;
Tödi B. 4.

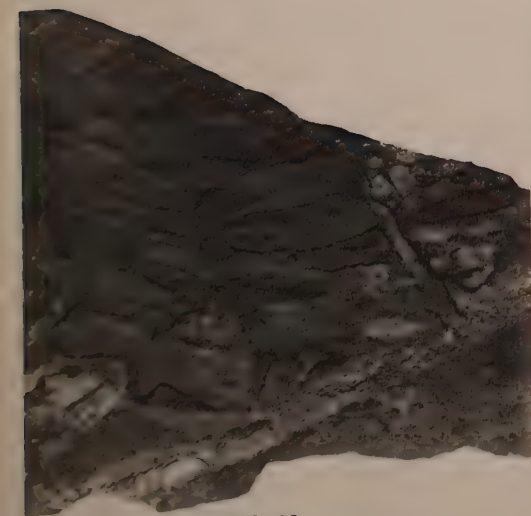


Abb. 13
cf. *Linopteris* cf. *muensteri* EICHW.;
Tödi B 5.



Abb. 14
Neuropteris ovata HOFFM.;
Bifertengrätli; Slg. Escher 1.

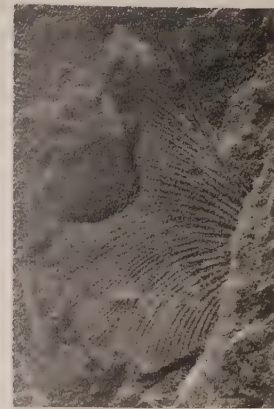


Abb. 15
Cyclopteris sp.;
Bifertengrätli; Slg. Weber 21.



Abb. 16
Alethopteris cf. *grandini*
BGT.;
Tödi: alte Sammlung 576.

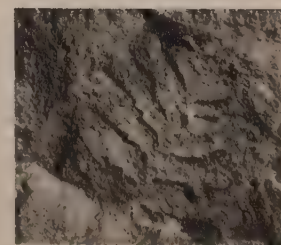


Abb. 17
Sphenopteris sp.;
Bifertengrätli; Slg. Weber 13—2.



Abb. 19
Calamites suckowi BGT.;
Bifertengrätli; Slg. Jongmans
und Winterhalter;
Geologisch Bureau, Heerlen.

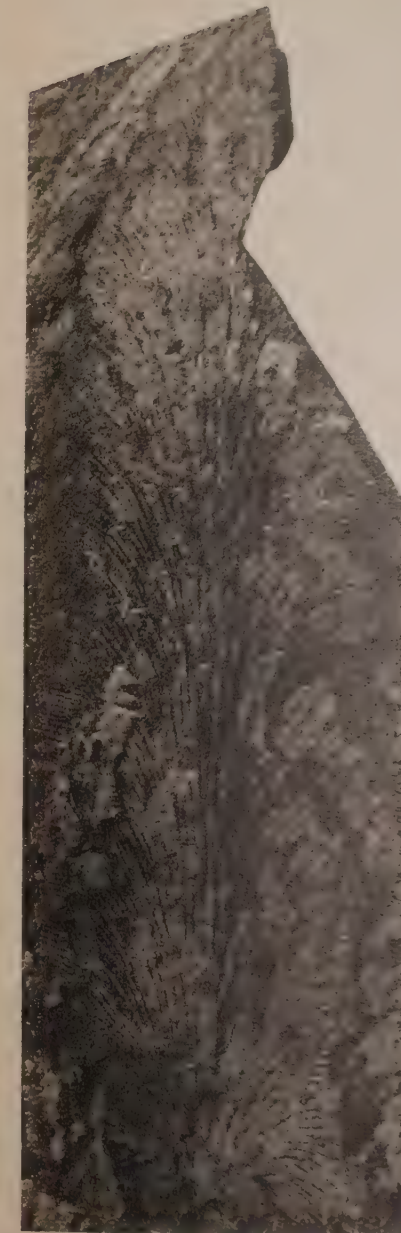


Abb. 20
Neuropteris cf. *scheuchzeri* HOFFM.;
Bifertengrätli; Slg. Jongmans und Winterhalter;
Geologisch Bureau, Heerlen.
20a Id. $\times 3$.

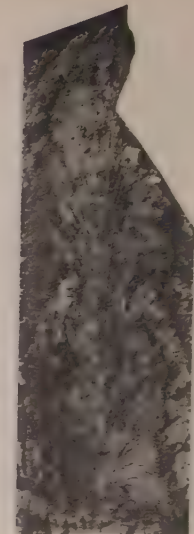


Abb. 20a

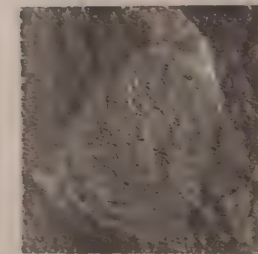


Abb. 18
Cardiocarpus cf. *gutbieri* GEIN.
Auf dem gleichen Stück wie Abb. 15;
Slg. Weber 21.

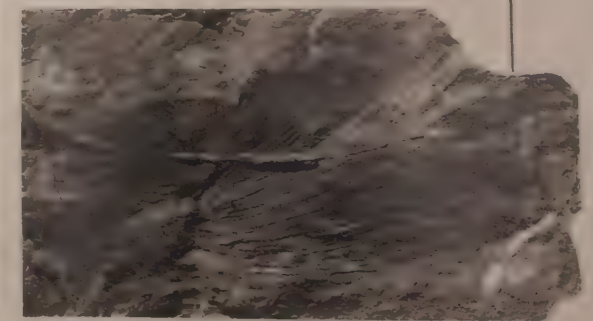


Abb. 21
Cyclopteris cf. *trichomanoides* BGT.;
Bifertengrätli; Slg. Jongmans und Winterhalter;
Geologisch Bureau, Heerlen.



Abb. 22
Annularia stellata SCHL.;
Bifertengraben, Slg. Jongmans und Winterhalter,
Geologisch Bureau, Heerlen.



Abb. 23
Linopteris neuropteroides GEIN.;
Manno; Slg. Jongmans und Winterhalter,
Geologisch Bureau, Heerlen;
23 a Vergrößerung $\times 3$.



Abb. 23a



Abb. 24
Linopteris neuropteroides GEIN.;
Manno; Slg. Jongmans und Winterhalter,
Geologisch Bureau, Heerlen;
24 a Vergrößerung $\times 3$.

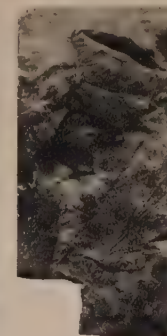


Abb. 24a



Abb. 25 a



Abb. 25
cf. *Pecopteridium*, Fragment;
Manno; Slg. Jongmans und Winterhalter,
Geologisch Bureau, Heerlen;
25 a Vergrößerung $\times 3$.

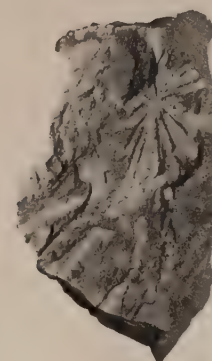


Abb. 26
Annularia sphenophylloides
ZENKER;
Tunnel des Marécottes;
Geologisch Bureau, Heerlen,
7915.



Abb. 27
Annularia sphenophylloides
ZENKER;
Tunnel des Marécottes;
Geologisch Bureau, Heerlen, 7916.

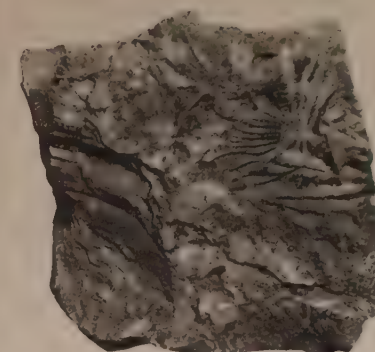


Abb. 28
Annularia stellata SCHL.;
Tunnel des Marécottes;
Geologisch Bureau, Heerlen, 7914.

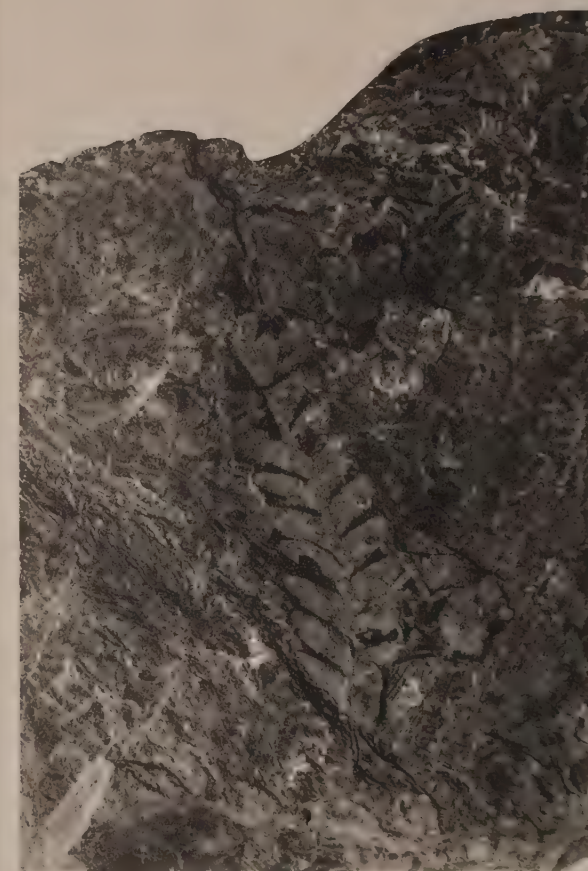


Abb. 29
Odontopteris reichiana GUTB.;
Tunnel des Marécottes;
Geologisch Bureau, Heerlen, 7911.



Abb. 30
Odontopteris cf. minor BOT.;
Tunnel des Marécottes;
Geologisch Bureau, Heerlen, 7917.



Abb. 31
Pecopteris bioti BGR.;

Carrière de la Fontaine;
Geologisch Bureau, Heerlen, 7919.



Abb. 32
Pecopteris arborescens-gyalthea SCHUL.;

Carrière de la Fontaine;
Geologisch Bureau, Heerlen, 7912.



Abb. 33
Sphenopteris cf. matheti ZEILLER.;

Carrière de la Fontaine;
Geologisch Bureau, Heerlen, 7909.

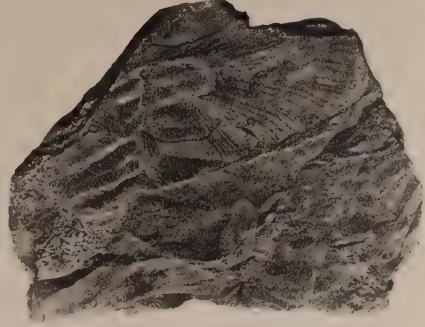


Abb. 34
Pecopteridium cf. costei ZEILLER.;

Tunnel des Marcottes;
Geologisch Bureau, Heerlen, 7918.

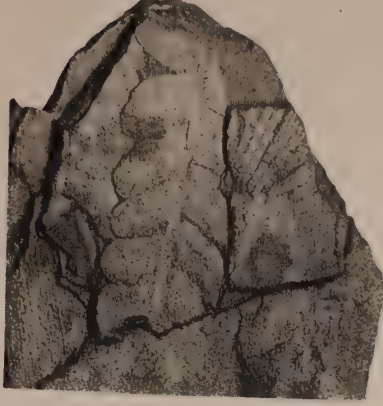


Abb. 35
Neuropteris cf. ovata HOFFM.;

Tunnel des Marcottes;
Geologisch Bureau, Heerlen, 7913.

Geologische Karte des Bologneser Apennins
zwischen Reno- und Idice-Tal

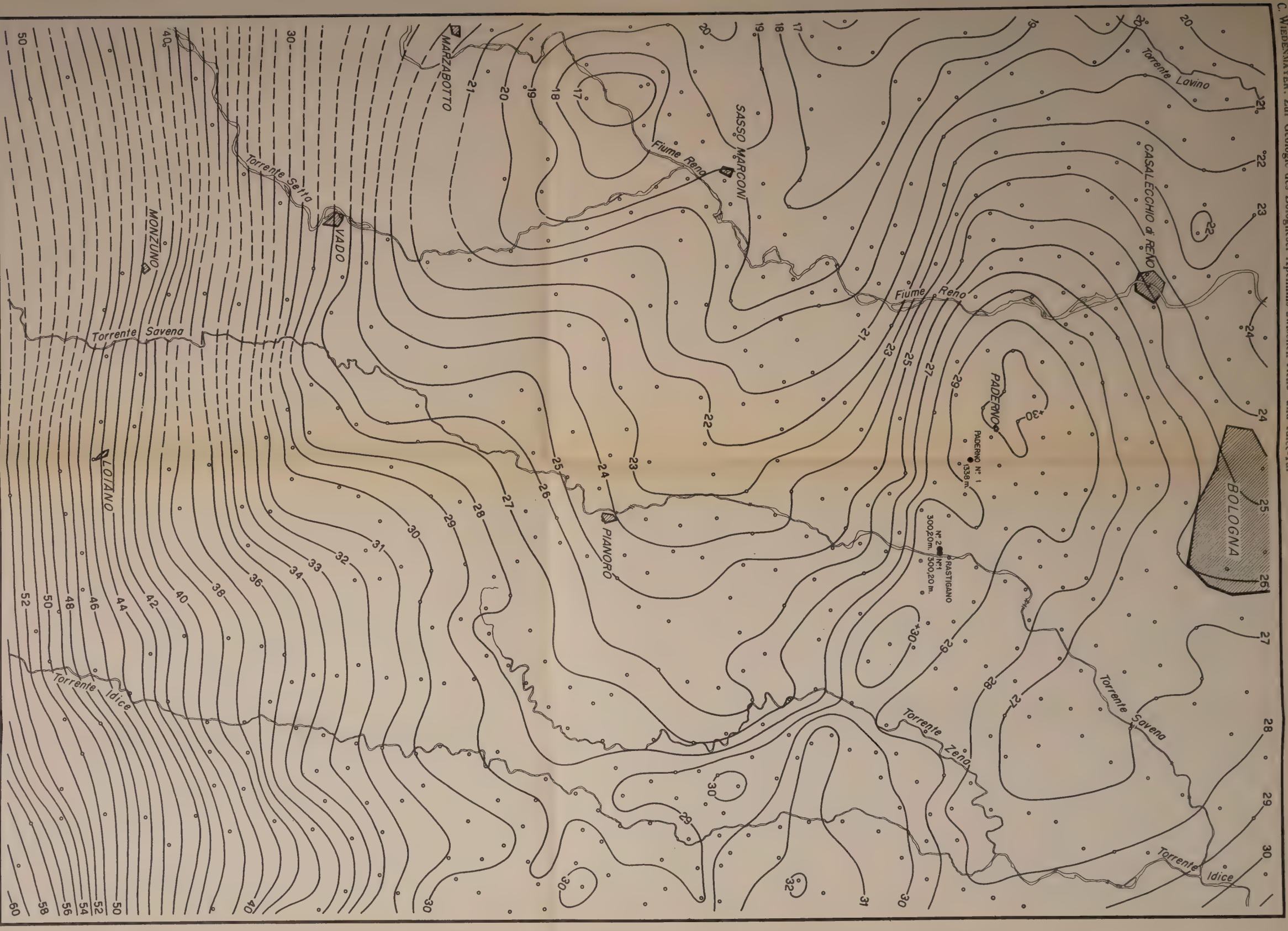
aufgenommen von den Geologen der Società Petrolifera Italiana
M. Passanti, R. Toffi, V. Petrucci, T. Lipparini

unter der Leitung von

C. WIEDENMAYER, 1893-1940

Maßstab 1 : 50 000

1:50,000
1:100,000
1:200,000
1:400,000
1:800,000
1:1,600,000
1:3,200,000
1:6,400,000
1:12,800,000
1:25,600,000
1:51,200,000
1:102,400,000
1:204,800,000
1:409,600,000
1:819,200,000
1:1,638,400,000
1:3,276,800,000
1:6,553,600,000
1:13,107,200,000
1:26,214,400,000
1:52,428,800,000
1:104,857,600,000
1:209,715,200,000
1:419,430,400,000
1:838,860,800,000
1:1,677,721,600,000
1:3,355,443,200,000
1:6,710,886,400,000
1:13,421,772,800,000
1:26,843,545,600,000
1:53,687,091,200,000
1:107,374,182,400,000
1:214,748,364,800,000
1:429,496,729,600,000
1:858,993,459,200,000
1:1,717,986,918,400,000
1:3,435,973,836,800,000
1:6,871,947,673,600,000
1:13,743,895,347,200,000
1:27,487,790,694,400,000
1:54,975,581,388,800,000
1:109,951,162,777,600,000
1:219,902,325,555,200,000
1:439,804,651,110,400,000
1:879,609,302,220,800,000
1:1,759,218,604,441,600,000
1:3,518,437,208,883,200,000
1:7,036,874,417,766,400,000
1:14,073,748,835,532,800,000
1:28,147,497,671,065,600,000
1:56,294,995,342,131,200,000
1:112,589,990,684,262,400,000
1:225,179,981,368,524,800,000
1:450,359,962,737,049,600,000
1:900,719,925,474,099,200,000
1:1,801,439,850,948,198,400,000
1:3,602,879,701,896,396,800,000
1:7,205,759,403,792,793,600,000
1:14,411,518,807,585,587,200,000
1:28,823,037,615,171,174,400,000
1:57,646,075,230,342,348,800,000
1:115,292,150,460,684,697,600,000
1:230,584,300,921,369,395,200,000
1:461,168,601,842,738,790,400,000
1:922,337,203,685,477,580,800,000
1:1,844,674,407,370,955,161,600,000
1:3,689,348,814,741,910,323,200,000
1:7,378,697,629,483,820,646,400,000
1:14,757,395,258,967,641,292,800,000
1:29,514,790,517,935,282,585,600,000
1:59,029,581,035,870,565,171,200,000
1:118,059,162,071,741,130,342,400,000
1:236,118,324,143,482,260,684,800,000
1:472,236,648,286,964,521,369,600,000
1:944,473,296,573,929,042,739,200,000
1:1,888,946,593,147,858,085,478,400,000
1:3,777,893,186,295,716,170,956,800,000
1:7,555,786,372,591,432,341,913,600,000
1:15,111,572,745,182,864,683,827,200,000
1:30,223,145,490,365,729,367,654,400,000
1:60,446,290,980,731,458,735,308,800,000
1:120,892,581,961,462,917,470,617,600,000
1:241,785,163,922,925,834,941,235,200,000
1:483,570,327,845,851,669,882,470,400,000
1:967,140,655,691,703,339,764,940,800,000
1:1,934,281,311,383,406,679,529,881,600,000
1:3,868,562,622,766,813,359,059,763,200,000
1:7,737,125,245,533,626,718,119,526,400,000
1:15,474,250,491,067,253,436,239,052,800,000
1:30,948,500,982,134,506,872,478,105,600,000
1:61,897,001,964,269,013,744,946,211,200,000
1:123,794,003,928,538,027,489,892,422,400,000
1:247,588,007,857,076,054,979,784,844,800,000
1:495,176,015,714,152,109,959,569,689,600,000
1:990,352,031,428,304,219,919,139,379,200,000
1:1,980,704,062,856,608,439,838,278,758,400,000
1:3,961,408,125,713,216,879,676,557,516,800,000
1:7,922,816,251,426,433,759,353,115,033,600,000
1:15,845,632,502,852,867,518,706,230,067,200,000
1:31,691,265,005,705,735,037,412,460,134,400,000
1:63,382,530,011,411,470,074,024,920,268,800,000
1:126,765,060,022,822,940,148,048,840,537,600,000
1:253,530,120,045,645,880,296,096,681,075,200,000
1:507,060,240,091,291,760,592,193,362,150,400,000
1:1,014,120,480,182,583,521,184,384,724,300,800,000
1:2,028,240,960,365,167,042,368,768,448,601,600,000
1:4,056,481,920,730,334,084,737,536,897,203,200,000
1:8,112,963,841,460,668,169,475,073,794,406,400,000
1:16,225,927,682,921,336,338,950,147,588,892,800,000
1:32,451,855,365,842,672,677,900,295,177,785,600,000
1:64,903,710,731,685,345,355,800,590,355,571,200,000
1:129,807,421,463,370,690,711,601,180,711,142,400,000
1:259,614,842,926,741,381,423,203,240,355,284,800,000
1:519,229,685,853,482,762,846,406,480,710,569,600,000
1:1,038,459,371,706,965,525,692,812,961,421,139,200,000
1:2,076,918,743,413,931,051,385,625,822,842,278,400,000
1:4,153,837,486,827,862,102,771,251,645,684,556,800,000
1:8,307,674,973,655,724,205,542,503,291,369,113,600,000
1:16,615,349,747,311,448,411,085,006,582,738,227,200,000
1:33,230,699,494,622,896,822,170,113,165,476,454,400,000
1:66,461,398,989,245,793,644,340,226,330,952,908,800,000
1:132,922,797,978,491,587,288,680,452,661,905,817,600,000
1:265,845,595,956,983,174,577,360,905,323,811,635,200,000
1:531,691,191,913,966,349,154,721,810,647,623,270,400,000
1:1,063,382,383,827,932,698,309,443,621,295,246,540,800,000
1:2,126,764,767,655,865,396,618,887,242,590,491,081,600,000
1:4,253,529,535,311,730,793,237,777,485,181,182,182,400,000
1:8,507,059,070,623,461,586,475,554,970,362,364,364,800,000
1:17,014,118,141,246,923,173,951,110,940,724,728,728,600,000
1:34,028,236,282,493,846,347,902,221,881,449,457,457,200,000
1:68,056,472,564,987,692,694,804,443,763,898,914,914,400,000
1:136,112,945,129,975,385,389,608,887,527,797,829,829,600,000
1:272,225,890,259,950,770,779,217,775,555,595,659,659,200,000
1:544,451,780,519,901,541,558,435,551,111,191,319,319,400,000
1:1,088,903,561,039,803,083,117,071,102,222,638,638,800,000
1:2,177,807,122,079,606,166,234,214,204,445,277,277,600,000
1:4,355,614,244,159,212,332,468,428,408,890,554,554,800,000
1:8,711,228,488,318,424,664,936,856,817,781,109,109,600,000
1:17,422,456,976,636,849,329,873,713,635,562,218,218,200,000
1:34,844,913,953,273,698,659,747,427,271,136,436,436,400,000
1:69,689,827,906,547,397,319,494,854,542,272,872,872,800,000
1:139,379,655,813,094,794,638,989,709,104,545,745,745,600,000
1:278,759,311,626,189,589,277,979,418,209,091,491,491,200,000
1:557,518,623,252,379,178,555,958,836,418,182,982,982,400,000
1:1,115,037,246,504,758,357,111,917,672,836,365,965,965,600,000
1:2,230,074,493,009,516,714,222,834,345,731,731,931,200,000
1:4,460,148,986,019,033,428,445,668,683,463,463,862,400,000
1:8,920,297,972,038,066,856,891,337,366,926,926,724,800,000
1:17,840,595,944,076,133,713,782,674,733,853,853,449,600,000
1:35,681,191,888,152,267,427,565,347,707,707,898,200,000
1:71,362,383,776,304,534,855,130,695,415,415,797,400,000
1:142,724,767,552,609,069,710,261,390,830,830,594,800,000
1:285,449,535,105,218,139,420,522,781,661,661,189,600,000
1:570,899,070,210,436,278,841,045,563,323,323,379,200,000
1:1,141,798,140,420,872,557,682,091,126,646,646,758,400,000
1:2,283,596,280,841,745,115,364,182,253,293,293,516,800,000
1:4,567,192,561,683,490,230,728,366,506,586,586,103,200,000
1:9,134,385,123,366,980,461,456,733,013,173,173,206,400,000
1:18,268,770,246,733,960,922,912,146,346,346,412,800,000
1:36,537,540,493,467,921,845,824,292,692,692,825,600,000
1:73,075,080,986,935,843,691,648,585,385,385,165,200,000
1:146,150,161,973,871,687,383,297,170,770,770,330,400,000
1:292,300,323,947,743,374,766,594,341,541,541,660,800,000
1:584,600,647,895,486,749,533,188,683,083,083,321,600,000
1:1,169,201,295,790,973,499,066,377,366,166,166,643,200,000
1:2,338,402,591,581,946,998,132,754,732,332,332,128,400,000
1:4,676,805,183,163,893,996,265,509,464,664,664,256,800,000
1:9,353,610,366,327,787,992,531,018,929,329,329,513,600,000
1:18,707,220,732,655,575,984,106,203,858,658,658,102,800,000
1:37,414,441,465,311,151,968,212,407,717,317,317,205,600,000
1:74,828,882,930,622,303,936,424,834,434,434,411,200,000
1:149,657,765,861,244,607,872,849,668,868,868,822,400,000
1:299,315,531,722,489,215,745,697,337,737,737,164,800,000
1:598,631,063,444,978,431,491,394,675,475,475,329,600,000
1:1,197,262,126,889,956,862,982,789,350,950,950,659,200,000
1:2,394,524,253,779,913,725,965,578,701,901,901,131,600,000
1:4,789,048,507,559,827,451,931,157,402,802,802,263,200,000
1:9,578,097,015,119,654,903,862,314,805,605,605,526,400,000
1:19,156,194,030,239,309,807,724,629,611,211,211,105,200,000
1:38,312,388,060,478,618,614,448,258,222,422,422,210,400,000
1:76,624,776,120,957,237,229,296,516,444,844,844,420,800,000
1:153,249,552,241,914,474,458,593,028,888,688,688,841,600,000
1:306,499,104,483,828,948,917,186,057,777,777,168,300,000
1:612,998,208,967,657,897,834,372,114,555,555,336,600,000
1:1,225,996,417,935,315,795,668,744,229,111,111,673,200,000
1:2,451,992,835,870,631,591,337,488,458,222,222,134,400,000
1:4,903,985,671,741,263,182,676,976,916,444,444,268,800,000
1:9,807,971,343,482,526,365,353,953,832,888,888,537,600,000
1:19,615,942,686,965,052,730,707,907,665,777,777,107,200,000
1:39,231,885,373,930,105,461,414,815,331,555,555,214,400,000
1:78,463,770,747,860,210,922,828,622,661,111,111,428,800,000
1:156,927,541,535,720,421,845,657,244,322,222,222,857,600,000
1:313,855,083,071,440,843,691,314,488,644,444,444,171,200,000
1:627,710,166,142,881,687,383,628,977,288,288,288,342,400,000
1:1,255,420,332,285,763,374,767,257,954,576,576,576,684,800,000
1:2,510,840,664,571,526,749,534,515,909,115,115,137,600,000
1:5,021,681,329,143,053,499,069,031,818,230,230,275,200,000
1:10,043,362,658,286,106,998,138,063,636,460,460,550,400,000
1:20,086,725,316,572,213,996,276,127,272,920,920,110,800,000
1:40,173,450,633,144,427,992,552,254,544,184,184,221,600,000
1:80,346,901,266,288,854,985,108,508,368,368,368,443,200,000
1:160,693,802,532,577,709,970,217,016,736,736,736,886,400,000
1:321,387,605,065,155,419,940,434,032,147,147,147,177,600,000
1:642,775,210,130,310,839,880,868,064,294,294,294,355,200,000
1:1,285,550,420,260,621,679,761,736,588,588,588,710,400,000
1:2,571,100,840,521,243,359,523,473,177,177,177,142,800,000
1:5,142,201,681,042,486,719,046,946,354,354,354,285,600,000
1:10,284,403,362,084,973,438,093,888,708,708,708,571,200,000
1:20,568,806,724,169,946,876,187,777,416,416,416,114,400,000
1:41,137,613,448,339,893,752,375,832,832,832,228,800,000
1:82,275,226,896,679,787,504,751,664,664,664,457,600,000
1:164,550,453,793,359,575,008,152,328,328,328,915,200,000
1:329,100,907,586,719,150,016,304,656,656,656,183,200,000
1:658,201,815,173,438,300,032,609,312,312,312,366,400,000
1:1,316,403,630,346,876,600,064,121,624,624,624,732,800,000
1:2,632,807,260,693,753,200,128,243,243,243,146,400,000
1:5,265,614,521,387,506,400,256,486,486,486,292,800,000
1:10,531,229,042,775,012,800,512,972,972,972,585,600,000
1:21,062,458,085,550,025,600,1024,944,944,944,1171,200,000
1:42,124,916,171,100,051,200,2048,188,188,188,2342,400,000
1:84,249,832,342,200,102,400,4096,376,376,376,4684,800,000
1:168,499,664,684,400,204,800,8192,752,752,752,9369,600,000
1:336,999,329,368,800,409,600,163,840,163,163,163,18739,200,000
1:673,998,658,737,600,819,200,327,680,327,327,327,37478,400,000
1:1,347,997,317,475,200,163,840,655,254,655,655,655,74956,800,000
1:2,695,994,634,950,400,327,680,130,509,130,130,130,149913,600,000
1:5,391,989,269,900,800,655,360,261,018,261,261,261,299827,200,000
1:10,783,978,539,801,600,130,720,522,036,522,522,522,599654,400,000
1:21,567,957,079,603,200,261,440,1044,072,1044,1044,1044,1199308,800,000
1:43,135,914,159,206,400,522,880,2088,144,2088,2088,2088,2398617,600,000
1:86,271,828,318,412,800,1045,760,4176,288,4176,4176,4176,4797235,200,000
1:172,543,656,636,825,600,2091,520,8352,576,8352,8352,8352,9594470,400,000
1:345,087,313,273,651,200,4183,040,1670,1152,1670,1670,1670,19188940,800,000
1:690,174,626,547,302,400,8366,080,3340,2304,3340,3340,3340,38377881,600,000
1:1,380,349,253,094,604,800,1673,160,6680,4608,6680,6680,6680,76755763,200,000
1:2,760,698,506,189,209,600,3346,320,13360,9216,13360,13360,13360,153511526,400,000
1:5,521,397,012,378,419,200,6692,640,26720,18432,26720,26720,26720,307023052,800,000
1:11,042,794,024,756,838,400,13385,280,53440,36864,53440,53440,53440,614046105,600,000
1:22,085,588,049,513,676,800,26770,560,106880,73728,106880,106880,106880,1228092211,200,000
1:44,171,176,099,027,353,600,53541,120,213760,147456,213760,213760,213760,2456184422,400,000
1:88,342,352,198,054,707,200,107082,240,427520,294912,427520,427520,427520,4912368844,800,000
1:176,684,704,396,109,414,400,214164,480,855040,589824,855040,855040,855040,9824737689,600,000
1:353,369,408,792,218,828,800,428328,960,1710080,1179648,1710080,1710080,1710080,19649475379,200,000
1:7

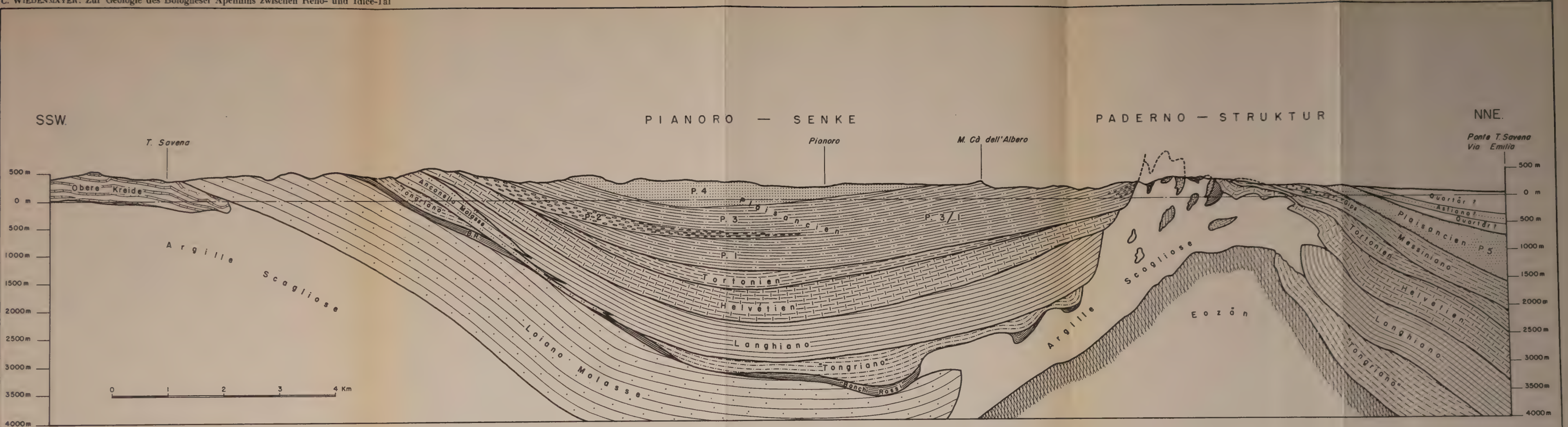


Schwerekarte des Bologneser Apennins

42
44
Linien gleicher Bouguer'scher Schweranomalien
mit Werten in Milligal
O Mess-Stationen
N° 2 ● Versuchsbohrung mit Tiefenangabe
300.20m

0 0.5 1 2 3 4 Km.
Massstab 1:75.000
Messungen ausgeführt mit Humble-Trimman- und
Humble-Boucher-Gravimeter

Gravimetrische Werte bezogen auf die Basis-Station der
"Società Petroliifera Italiana" in der Nähe von Parma mit
Wert = 0. (Absoluter Wert dieser Station bezogen auf die
Pendelstation Padua = -149,4 Milligal.)



Schematisches Profil durch den Bologneser Apennin, 1:50000

Geologische Karte des Dotzigenberges

von HEINZ OERTLI

QUARTÄR

- Künstliche Aufschüttungen
- Tiefste Talböden
- Quelltuff
- Rutachung mit Abrissrand
- Bachschuttkegel
- Verschwemmter Gehängeschutt
- Moräne unter dünner Verwitterungsdecke

MOLASSE

- | | | | |
|----------|-------------|--------------------------------------|-----------------------|
| Oligocän | Burdigalien | Burdigalien-Sande | Ob. Meeresmolasse |
| | | Unterer Muschelsandstein | |
| Miocän | Aquitaniens | Sandsteine und bunte Tone und Mergel | Unt. Süswassermolasse |
| | | | |

- Schotter
- Moränenwall mit Kammlinie
- Moräne
- Schotter in Rinnen

ZEICHEN

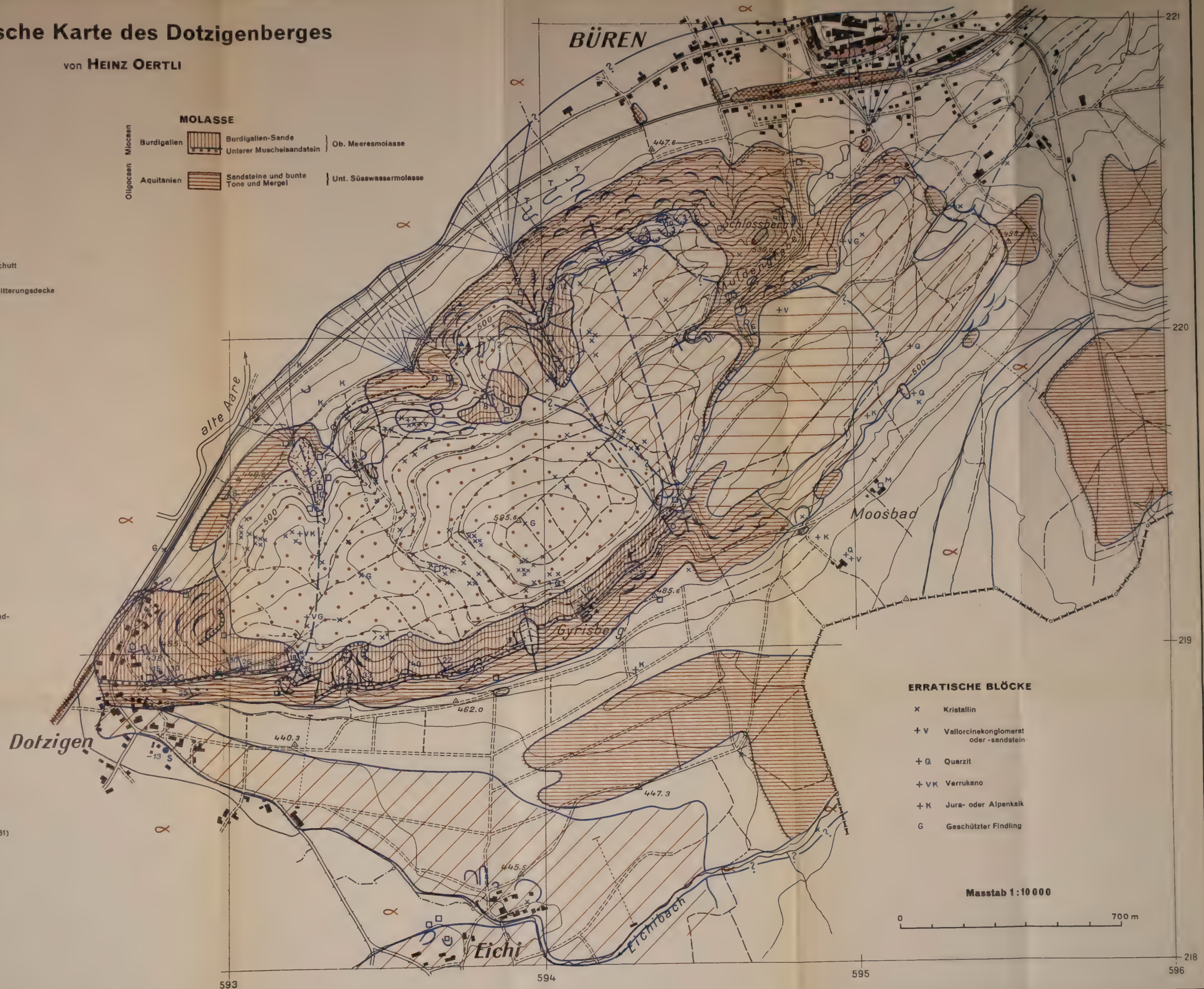
- Bruch
 - vermutet
 - beobachtet
- Bohrloch mit Tiefe
- Wasserstollen, mit Meereshöhe des Muschelsandsteinaufschlusses (Koord. 592, 67/219, 0)
- Streichen und Fallen
- Steinbruch
- Kiesgrube
- Tongrube
- Fossilfundstelle
- ungefasste Quelle
- gefasste Quelle
- M Schwefelquelle, zugedeckt (Koord. 595, 075/219, 51)
- Reservoir
- sandige
- kiesige
- tonige
- Ausbildung der betr. Ablagerung
- abgerutschte Muschelsandsteinblöcke

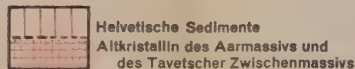
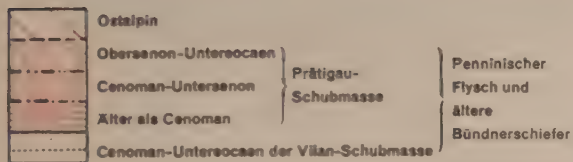
ERRATISCHE BLÖCKE

- Kristallin
- + V Vallorcin Konglomerat oder -sandstein
- + G Quarzit
- + VK Verrukano
- + K Jura- oder Alpenkalk
- G Geschützter Findling

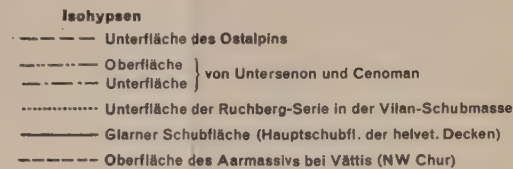
Masstab 1:10 000

0 700 m





→ Axenfallen



Strukturkarte des Prätigauer Halbfensters, 1:200000,

konstruiert von J. CADISCH 1950

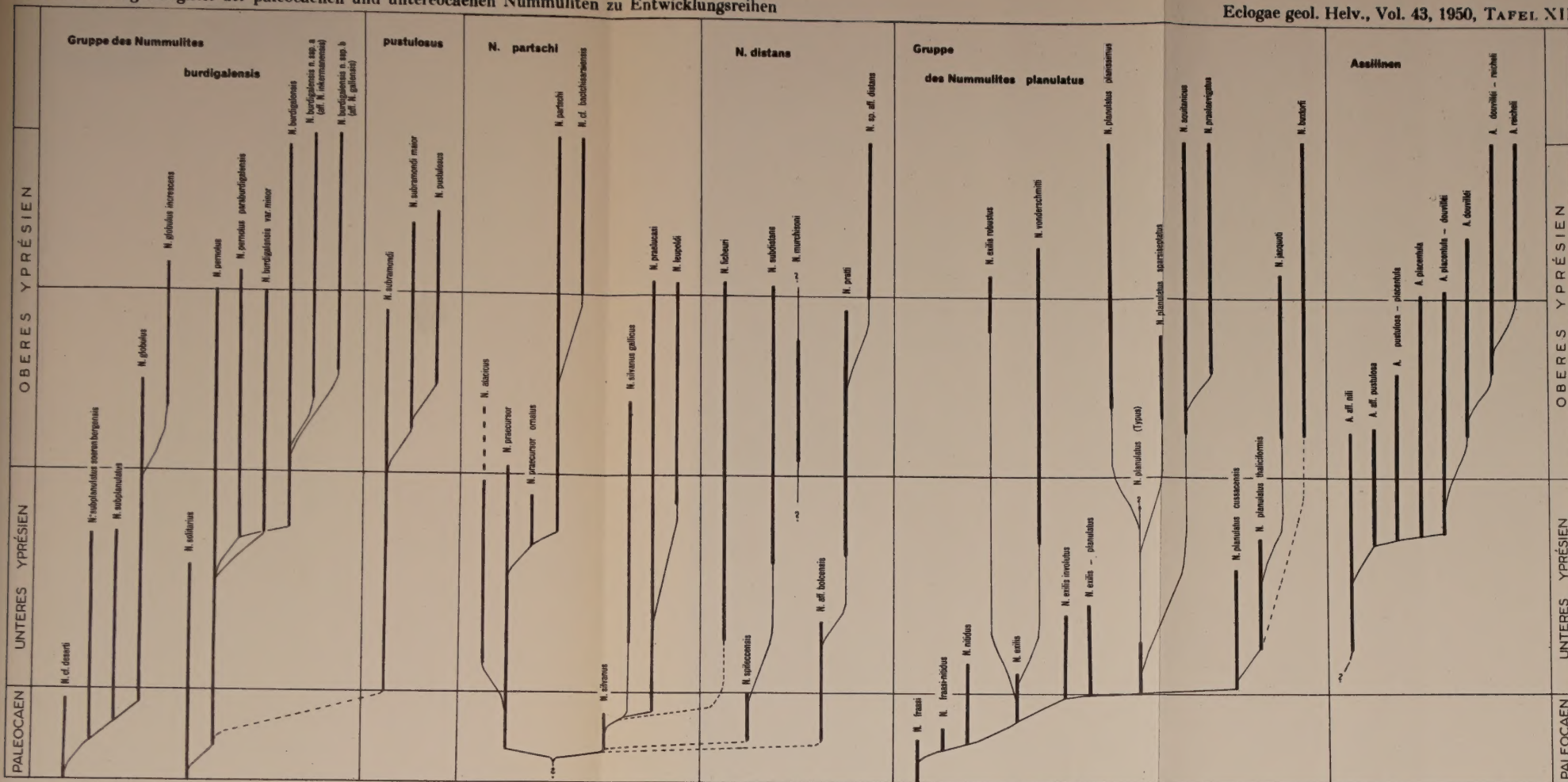
nach Karten von P. Arni, W. Häfner, R. Helbling, P. Nänny, J. Oberholzer, A. H. Stahel, D. Trümpy und eigenen Aufnahmen



1



2



Zusammenstellung der paleocaenen und untereocaenen Nummuliten und Assilinen zu Entwicklungsreihen
auf Grund der durch dicke Striche eingeleichneten stratigraphischen Verbreitung im Schlierenflysch

